Tiskanje knjige pomogli su Ministarstvo znanosti i tehnologije Republike Hrvatske,
Institut za geološka istraživanja - Zagreb i
Rudarsko-geološko-naftni fakultet Sveučilišta u Zagrebu

Institut za geološka istraživanja - Zagreb

Josip Tišljar

Sedimentologija karbonata i evaporita

Zagreb, 2001.

Izdavač:
Institut za geološka istraživanja - Zagreb

Za izdavača:
Mr. sc. Đuro Benček

Glavni urednik:
Dr. sc. Ivo Velić

Recenzenti:
Dr. sc. Igor Vlahović
Dr. sc. Ivo Velić
Akademik Vladimir Majer

Lektura i korektura:
Dr. sc. Josip Tišljar, red. prof.
Dr. sc. Igor Vlahović

Izrada grafičkih priloga:
Dr. sc. Josip Tišljar, red. prof.

Tehnički urednik:
Dr. sc. Igor Vlahović

Izrada fotolita, tisak i uvez:
PagiGRAF, Klaićeva 21, Zagreb

Naklada:
500 kom.

Ilustracija na koricama:
Dr. sc. Josip Tišljar, red. prof.

Mojoj obitelji - Vesni, Zvonimiru i Mladenu, uz zahvalnost za podršku i okruženje u kojemu je bilo moguće istraživanje, prikupljanje gradiva, pisanje i opremanje ove knjige

CIP - Katalogizacija u publikaciji
Nacionalna i sveučilišna knjižnica, Zagreb

UDK 552.5

TIŠLJAR, Josip
Sedimentologija karbonata i evaporita / Josip Tišljar. - Zagreb : Institut za geološka istraživanja, 2001

Bibliografija. - Kazalo.

ISBN 953-6907-00-3

410212082

Predgovor

Karbonatni sedimenti izgrađuju pretežiti dio hrvatskog jadranskog i dinarskog područja, ali i velikih prostora u sjeverozapadnoj Hrvatskoj. Jadranska karbonatna platforma jedan je od najbolje očuvanih mezozojskih kompleksa plitkovodnih karbonata na svijetu i po tomu svojevrsni svjetski fenomen, i time nepresušna riznica podataka o uvjetima i okolišima taloženja tijekom geološki dugog razdoblja od oko 220 milijuna godina (od srednjega perma do srednjega eocena). Samim tim znanstveno izučavanje i istraživanje karbonatnih sedimenata, osobito njihovih sedimentoloških i petroloških značajki kojima su uvjetovane sve druge geološke, geomorfološke, hidrogeološke, pedološke i inženjersko-tehničke karakteristike, ima izuzetno značenje, kako za domaću tako i svjetsku geološku znanost.

Ova knjiga - priručnik nastala je na poticaj kolega iz **Instituta za geološka istraživanja** koji se bave sustavnim i kompleksnim istraživanjima karbonatnih terena Hrvatske, u prvome redu izradom Geološke karte Republike Hrvatske M 1:50.000, te zbog općega nedostatka posebnih sedimentoloških i petroloških priručnika na hrvatskom jeziku.

Osim toga, tijekom svojega nastavnoga rada, osobito u poslijediplomskoj nastavi, održavanju specijalizacija, vođenju magistarskih radova i doktorskih disertacija s tematikom sedimentnopetroloških i sedimentoloških istraživanja karbonatnih terena, došao sam do spoznaje da bi jedna takva knjiga - priručnik - mogla, u nedostatku domaće literature iz toga područja, postdiplomantima i doktorantima znatno pomoći pri dobivanju teorijskih spoznaja i praktičnoj primjeni pri njihovim, često prvim samostalnim, znanstvenim istraživanjima. To je bio drugi poticaj izradi rukopisa i realizaciji ove knjige.

Knjiga obuhvaća problematiku fizikalno-kemijskih, bioloških, petroloških, sedimentoloških i općih geoloških uvjeta postanka karbonatnih i evaporitnih sedimenata, uključujući kako primjere metodologije istraživanja, tako i tumačenja i interpretacije njihovih taložnih okoliša, uvjeta taloženja i dijagenetskih procesa. Zamišljena je kao putokaz, ali i pomoć, istraživačima, osobito mladim znanstvenicima, magistrantima i doktorantima, koji se bave znanstveno-istraživačkim radom vezanim uz karbonatne i evaporitne terene. Također će poslužiti i svim geolozima koji karbonatne i evaporitne sedimente istražuju u svrhu izrade geoloških, inženjersko-geoloških i hidrogeoloških karata, za potrebe istraživanja i eksploatacije mineralnih sirovina, posebice nafte i plina, boksita i kamena. Trebala bi poslužiti i stručnjacima - istraživačima - iz drugih struka čija su istraživanja vezana uz karbonatne terene u vezi s prostornim planiranjem i projektiranjem prometnica, inženjersko-tehničkih radova i objekata, kao i hidrogeolozima, geomorfolozima, geografima i pedolozima.

Gradivo dijelom obuhvaća sadržaje iz udžbenika Sveučilišta u Zagrebu **"Sedimentne stijene"** (Tišljar, 1994) kao temelje neophodne za logički nastavak prikazivanja kompleksne sedimentološke i petrološke problematike karbonatnih i evaporitnih taložina.

Knjiga započinje poglavljem o **Karbonatnim sedimentima** - definicijom i podjelom vapnenaca, dolomita, vapnenačko-dolomitnih breča, vapnenačkih pješčenjaka, lapora i evaporitnih sedimenta. Slijede prikazi i tumačenja fizikalnih, kemijskih, bioloških i geoloških uvjeta, glavnih čimbenika i obroka taloženja karbonata u sadašnjosti i Zemljinoj geološkoj prošlosti. Velika je

pozornost posvećena uvjetima i načinima postanka različitih strukturnih tipova skeletnih i neskeletnih karbonatnih zrna, te kompleksnim dijagenetskim procesima u različitim dijagenetskim zonama, osobito procesima cementacije, dolomitizacije, silicifikacije i anhidritizacije vapnenaca u ranodijagenetskoj i kasnodijagenetskoj fazi i okršavanju tijekom subaerskoga izlaganja - emerzije, kao i evaporizacijskog izlučivanja dolomita, gipsa, anhidrita, Na i K-Mg soli na recentnim i fosilnim primjerima. U prvome dijelu knjige dati su još i opći podaci o primarnoj i sekundarnoj poroznosti, kao i organskoj tvari u karbonatnim sedimentima.

Drugi dio knjige - **Evaporitni sedimenti** - obuhvaća tumačenja fizikalnih, kemijskih, geoloških i sedimentoloških značajki taloženja evaporita u uvjetima i okolišima obalnih *sabkha* ili salina te subakvatskim i marinskim okolišima, uz prikaze njihovoga mineralnoga sastava te petroloških i dijagenetskih značajka.

U trećem dijelu knjige, koji ima naslov **Okoliši taloženja i facijesi karbonatnih i evaporitnih taložina**, dati su, uz opća tumačenja iz svjetske literature, primjeri i interpretacije taložnih sustava s naših terena. Oni su prikupljeni vlastitim istraživanjima u okvirima znanstveno-istraživačkih projekata **Ministarstva znanosti i tehnologije Republike Hrvatske**, a posebice tijekom dugogodišnje suradnje na istraživačkim projektima i studijama s različitim ekipama **Instituta za geološka istraživanja**. Dio podataka prikupljen je i pri izradi studija i elaborata za potrebe **INA-Naftaplina** Zagreb.

Vjerujem da će taj dio knjige predstavljati korisnicima najvažnije štivo i putokaz u rješavanju problema tijekom znanstveno-istraživačkoga rada, a naročito pri rješavanju i interpretaciji taložnih sustava i oblika sedimentnih tijela karbonatnih i evaporitnih stijena.

Uz neophodno **Kazalo** pojmova na hrvatskom jeziku, knjiga sadrži i **Tumač pojmova** s detaljnijim definicijama i tumačenjima stranih termina čija je uporaba bila nužno potrebna radi nedostatka domaćega nazivlja, bez obzira jesu li korišteni izravno u tekstu u izvornome obliku ili su prevedeni i pisani u zagradi *kurzivom* iza hrvatskoga nazivlja, odnosno njihovoga prijevoda na hrvatski.

Zahvaljujem brojnim kolegama geolozima **Instituta za geološka istraživanja** s kojima sam kao član ekipa prikupio materijal za ovu knjigu, do kojega na drugi način praktički ne bi bilo moguće doći, niti ga prikupiti i sistematizirati na gotovo cijelom području Republike Hrvatske, ne samo zbog broja potrebnih terenskih dana, dakle financijskih razloga, već i velike pomoći i suradnje pri proširivanju spoznaja i otvaranju stručne i znanstvene problematike vezane uz istraživanja karbonatnih i evaporitnih sedimenata. U tom pogledu veliku zahvalnost upućujem **Đuri Benčeku**, direktoru Zavoda za geologiju Instituta za geološka istraživanja, te voditeljima programa, projekata i studija **Branku Sokaču**, **Ivi Veliću**, **Marku Šparici** i **Dubravku Matičecu**, koji su mi omogućili istraživački rad u brojnim ekipama Instituta.

Posebnu zahvalnost na poticaju i svesrdnoj pomoći, brojnim diskusijama na terenu i u kabinetu, kao i o metodama i načinima rješavanja kronostratigrafske, sedimentološke, biofacijesne i facijesne problematike, značajkama okoliša i uvjeta taloženja karbonatnih sedimenata, izražavam kolegama **Ivi Veliću**, **Igoru Vlahoviću**, **Dubravku Matičecu**, **Ladislavu Fučeku**, **Mati Pikiji**, **Kreši Šikiću**, **Anti Šušnjari** i svima ostalima s kojima sam u posljednjih dvadesetak godina kao član ekipe boravio na terenu.

Zahvaljujem recenzentima knjige **Igoru Vlahoviću**, **Ivi Veliću** i **Vladimiru Majeru**, na korisnim sugestijama koje sam sa zadovoljstvom i dužnim uvažavanjem nastojao usvojiti, što je pridonijelo poboljšanju teksta.

Osjećajući zahvalnost prema svima koji su poticanjem i izravnom pomoći pridonijeli da ova knjiga bude tiskana, posebno mi je zadovoljstvo i čast ovim putem zahvaliti svom nekadašnjem učeniku, a sada uvaženom kolegi sedimentologu **Igoru Vlahoviću** na svestranoj pomoći i izuzetnom trudu uloženom pri recenziranju teksta i grafičkih priloga ove knjige. Kao recenzent dao je niz korisnih sugestija, pružio pomoć pri uporabi hrvatskoga stručnog nazivlja, a kao tehnički urednik uložio je mnogo znanja i iskustva pri opremanju i grafičkom uređivanju ove knjige. Hvala mu i na velikoj pomoći pri lektoriranju i korekturi.

Zahvaljujem **Ministarstvu znanosti i tehnologije Republike Hrvatske** koje je novčano pomoglo tiskanje knjige, a veliku zahvalnost upućujem i izdavaču, **Institutu za geološka istraživanja**, posebice direktoru Zavoda za geologiju **Đuri Benčeku** i glavnom uredniku **Ivi Veliću**, te svojoj matičnoj ustanovi, **Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu**, na razumijevanju i potpori.

Posebice sam zahvalan svojoj obitelji, supruzi i sinovima na sasvim drukčijoj vrsti pomoći koju su mi pružali pri pisanju ove knjige, a osobito razumijevanju prigodom terenskih istraživanja i prikupljanja materijala, kao i potpori pri mukotrpnoj samostalnoj izradi svih grafičkih priloga bez pomoći tehničkoga crtača. Oni koji su radili takav posao dobro znaju da je razumijevanje obitelji i njihovo strpljenje često puta najvažniji čimbenik i *spiritus movens* pri takvome radu.

Zagreb, travanj 2000.

Josip Tišljar

Sadržaj

Uvod **1**

I - Karbonatni sedimenti **3**

1. Definicija i podjela karbonatnih stijena **3**
1.1. Definicija vapnenaca i dolomita 3
1.2. Definicija i podjela lapora i marlita 4
1.3. Podjela karbonatnih breča i konglomerata 5
1.4. Definicija vapnenačkih pješčenjaka - kalklitita 5

2. Mineralni sastav vapnenačkih taloga i vapnenaca **7**
2.1. Primarni mineralni sastojci vapnenačkih taloga 7
2.2. Fizikalni, kemijski, biološki i geološki uvjeti postanka vapnenačkih taloga 11
2.2.1. Opći fizikalno-kemijski uvjeti izlučivanja karbonata 11
2.2.2. Biološki procesi izlučivanja karbonata ili biomineralizacija 11
2.3. Glavni regulatori taloženja karbonata 13
2.3.1. Regulatori izlučivanja karbonata u plitkim morima 16
2.3.2. Regulatori izlučivanja karbonata u dubljim morima 17
2.4. Obroci taloženja karbonata 20

3. Primarni karbonatni strukturni sastojci vapnenaca **22**
3.1. Karbonatni mulj ili karbonatni matriks - mikrit 22
3.2. Intraklasti i plastiklasti 26
3.3. Peleti i peloidi 28
3.4. Obavijena zrna 30
3.4.1. Ooidi 31
3.4.1.1. Marinski ooidi i njihov postanak 33
3.4.1.2. Slatkovodni i terestički ooidi 35
3.4.2. Pizoidni ooidi ili pizoidi 35
3.4.3. Onkoidi 36
3.5. Kortoidi ili obavijeni bioklasti 41
3.6. Agregirana zrna 42
3.7. Stromatoliti 42
3.8. Fosili: mineralogija skeleta i ekologija 46
3.8.1. Terminologija fosilifernih vapnenaca: kokine, biostrome i bioherme 46
3.8.2. Zelene i crvene alge 48
3.8.2.1. Zelene alge (*Chlorophyta*) 48
3.8.2.2. Crvene alge (*Rhodophyta*) 49
3.8.3. Cijanobakterije 50
3.8.4. Nanoplankton 50

3.8.5. Foraminifere ... 51
3.8.6. Kalpionele (*Calpionellidae*) ... 53
3.8.7. Vapnenačke spužve, hidrozoji, stromatoporoidi i koralji ... 54
3.8.8. Briozoji ili mahovnjaci (*Bryozoa*) ... 55
3.8.9. Brahiopodi ili ramenonošci (*Brachiopoda*) ... 56
3.8.10. Moluske ili mekušci (*Mollusca*) ... 56
3.8.10.1. Školjkaši (*Lammellibranchiata* ili *Pelecypoda*) ... 57
3.8.10.2. Puževi ili gastropodi (*Gastropoda*) ... 58
3.8.10.3. Glavonošci ili cefalopodi (*Cephalopoda*) ... 58
3.8.11. Ostrakodi (*Ostracoda*) ... 59
3.8.12. Bodljikaši ili ehinodermati (*Echinodermata*) ... 59
3.9. Nekarbonatni sastojci vapnenaca ... 60

4. Klasifikacije vapnenaca ... 61
4.1. Dunhamova (1962) klasifikacija s Embryjevim & Klovanovim (1972) nadopunama ... 61
4.2. Folkova klasifikacija (1959, 1962) ... 63
4.3. Slatkovodni, terestički i korasti vapnenci ... 66
4.3.1. Jezerski vapnenci ... 66
4.3.2. Terestički vapnenci ... 67
4.3.2.1. Vapnenačke sedre i travertini ... 67
4.3.2.2. Korasti vapnenci: kalkrete i kaliće ... 71
4.3.2.3. Špiljski vapnenci ili speleotemi ... 72

5. Dijageneza vapnenaca ... 73
5.1. Dijagenetska područja ili zone ... 73
5.1.1. Marinsko dijagenetsko područje ... 75
5.1.2. Meteorsko dijagenetsko područje ... 77
5.1.2.1. Vadozna zona ... 78
5.1.2.2. Meteorska freatička zona ... 80
5.1.2.3. Procesi stvaranja krša - okršavanje ... 81
5.1.3. Dijagenetsko područje miješane podzemne vode ... 82
5.1.4. Potpovršinsko dijagenetsko područje na većoj dubini prekrivanja ... 83
5.2. Otapanje aragonitnih i Mg-kalcitnih zrna te transformacija aragonita i Mg-kalcita u kalcit ... 84
5.3. Mikritizacija ... 88
5.4. Cementacija i tipovi cemenata ... 89
5.5. Rekristalizacija ... 94
5.6. Silicifikacija ... 96
5.7. Anhidritizacija ... 97
5.8. Dijagenetski procesi na većoj dubini prekrivanja ... 99
5.8.1. Mehanička kompakcija i istiskivanje vode ... 99
5.8.2. Kemijska kompakcija ... 102
5.8.2.1. Tlačna otapanja na kontaktima zrna i stilolitizacija ... 102
5.8.2.2. Cementacija na većim dubinama prekrivanja ... 106

6. Dolomitizacija i dolomiti ... 109
6.1. Kemijski, fizikalni i petrološki uvjeti postanka dolomita ... 109
6.1.1. Fizikalno-kemijski čimbenici ... 109
6.1.2. Stehiometrijski i Ca-dolomiti i metode određivanja Ca-suviška u dolomitima ... 111
6.2. Ranodijagenetska dolomitizacija ... 113
6.2.1. Ranodijagenetska dolomitizacija u periplimnim/evaporacijskim uvjetima ... 114
6.2.1.1. Ranodijagenetska dolomitizacija po modelu kapilarne koncentracije ... 116
6.2.1.2. Ranodijagenetska dolomitizacija po modelu evaporitnog crpljenja ... 117
6.2.1.3. Ranodijagenetska dolomitizacija po modelu refluksije ili "povratnog strujanja" ... 118
6.2.1.4. Ranodijagenetska dolomitizacija po "Coorong modelu" ... 118
6.2.1.5. Ranodijagenetska dolomitizacija evaporacijom hiperslanih laguna ... 120
6.2.2. Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode (Dorang model) ... 120
6.3. Kasnodijagenetska dolomitizacija i dolomitizacija na većoj dubini prekrivanja ... 122
6.4. Dolomiti ... 125
6.4.1. Ranodijagenetski dolomiti ... 125
6.4.1.1. Način pojavljivanja ranodijagenetskih ili "singenetskih" dolomita ... 126
6.4.1.2. Strukturno-teksturne značajke ranodijagenetskih dolomita ... 127
6.4.2. Kasnodijagenetski dolomiti ... 129
6.4.2.1. Način pojavljivanja kasnodijagenetskih ili sekundarnih dolomita ... 129
6.4.2.2. Strukturno-teksturne značajke kasnodijagenetskih dolomita ... 131
6.4.3. Bojenje mikroskopskih izbrusaka dolomitnih stijena ... 133
6.5. Dedolomitizacija i dedolomiti ... 133

7. Karbonatni klastiti: breče i konglomerati, vapnenački pješčenjaci, lapori i marliti ... 137
7.1. Sastav i sklop karbonatnih konglomerata i breča ... 137
7.2. Karbonatne breče ... 140
7.2.1. Intraformacijske karbonatne breče i konglomerati ... 141
7.2.2. Ekstraformacijske kataklastične karbonatne breče ... 142
7.2.2.1. Odronske i siparišne breče ... 142
7.2.2.2. Debritne breče ... 143
7.2.2.3. Rasjedne i tektogene karbonatne breče ... 146
7.2.3. Emerzijske i kolapsne karbonatne breče ... 146
7.2.3.1. Emerzijske breče i breče okršavanja ... 146
7.2.3.2. Breče otapanja i urušavanja ili kolapsne breče ... 147
7.2.4. Postsedimentacijske dijagenetske breče ... 148
7.2.4.1. Tektogeno-dijagenetske breče ... 148
7.2.4.2 Stilolitizacijske breče ... 150
7.3. Karbonatni konglomerati ... 150
7.3.1. Karbonatni petromiktni ortokonglomerati ... 151
7.3.2. Karbonatni parakonglomerati ... 151
7.3.3. Prominski karbonatni konglomerati ... 152
7.4. Vapnenački pješčenjaci - kalklititi i kalkarenacejski pješčenjaci ... 153
7.5. Lapori i marliti ... 154

8. Poroznost i organska tvar u karbonatnim sedimentima ... **157**
8.1. Primarna i sekundarna poroznost karbonatnih sedimenata ... 157
8.1.1. Vrste primarne poroznosti ... 157
8.1.2. Vrste sekundarne poroznosti ... 158
8.2. Organska tvar u karbonatnim sedimentima ... 160

II - Evaporitni sedimenti ... **163**

9. Gipsevi, anhidriti i soli ... **163**
9.1. Fizikalni, kemijski i geološki uvjeti postanka evaporita ... 163
9.1.1. Evaporiti obalnih *sabkha* ili salina ... 164
9.1.2. Subakvatski i marinski evaporiti ... 167
9.2. Petrologija i dijageneza evaporitnih sedimenata ... 170

III - Okoliši taloženja i facijesi karbonatnih i evaporitnih sedimenata ... **173**

10. Temeljne značajke okoliša taloženja i facijesa ... **173**
10.1. Podjela okoliša taloženja ... 174
10.2. Odnos okoliša taloženja i facijesa ... 174

11. Karbonatne platforme ... **177**
11.1. Definicija i podjela karbonatnih platforma ... 177
11.2. Facijesni pojasi i standardni mikrofacijesi karbonatnih sedimenata ("Wilsonovi standardni mikrofacijesi") ... 179
11.2.1. Wilsonovi facijesni pojasi ... 179
11.2.2. Wilsonovi standardni mikrofacijesi ... 182

12. Ciklička sedimentacija, karbonatni ciklusi i sekvencije ... **185**
12.1. Karbonatni ciklusi i parasekvencije ... 185
12.1.1. Karbonatni ciklusi ili parasekvencije oplićavanja naviše ... 187
12.1.2. Karbonatni ciklusi ili parasekvencije pokrupnjavanja, podebljavanja i positnjavanja naviše ... 201
12.2. Karbonatne taložne sekvencije ... 201
12.2.1. Definicija i postanak taložne sekvencije s obzirom na relativne promjene morske razine ... 201
12.2.2. Tipovi taložnih sekvencija i sekvencijskih granica ... 205
12.2.3. Vrste ciklusa s obzirom na trajanje i mehanizme njihova taloženja ... 208
12.2.4. Transgresivne i regresivne sekvencije i megasekvencije ... 209
12.3. Unutarnje ustrojstvo karbonatnih sekvencija i sekvencijalna stratigrafija ... 211

13. Plitkomorski karbonatni platformni taložni sustav ... **217**
13.1. Značajke vapnenačkih taloga izronjenih u vadoznu ili subaersku zonu i stijena izloženih emerziji i pradavnom okršavanju ... 218

13.1.1. Strukturno-teksturne značajke karbonatnih taloga vadozne zone ... 218
13.1.2. Strukturno-teksturne značajke karbonatnih stijena izloženih emerziji i okršavanju 219
13.1.3. Zemlja crvenica (*terra rossa*) i boksiti na okršenim karbonatnim stijenama ... 222
13.2. Periplimni okoliši (*peritidal*) i okoliši plimne ravnice (*tidal flat*) ... 226
13.2.1. Natplimni okoliš ili *supratidal* ... 227
13.2.2. *Sabkha* okoliš ... 236
13.2.3. Plimni okoliš (*intertidal*) ... 237
13.2.4. Plitki potplimni okoliš (*shallow subtidal*) ... 241
13.2.5. Progradacija plimne ravnice i postanak periplimnih ciklusa oplićavanja naviše ... 242
13.3. Potplimni okoliši unutarnjega dijela karbonatne platforme ... 243
13.3.1. Lagunski okoliši ... 243
13.3.2. Okoliši dubljega dijela potplimne zone (dubljega *subtidala*) ... 245
13.3.3. Biostrome i bioherme školjkaša i drugih netipičnih grebenotvornih organizama ... 249
13.4. Obalni visokoenergijski okoliši: žali ili plaže ... 251
13.4.1. Stražnji žal ili *backshore* ... 254
13.4.2. Prednji žal ili *foreshore* ... 255
13.4.3. Potopljeni žal ili obalno lice (*shoreface*) ... 257
13.4.3.1. Uvjeti taloženja i teksturno-strukturne značajke taloga obalnoga lica (*shoreface*) i ooidnih prudova ... 257
13.4.3.2. Uvjeti taloženja i teksturno-strukturne značajke sustava pješčanih plaža i barijernih otoka ... 261
13.4.4. Olujni sedimenti, tempestiti i karbonatne tempestitne sekvencije ... 266
13.5. Okoliši grebenskoga kompleksa ... 271
13.5.1. Definicija i klasifikacija okoliša grebenskoga kompleksa ... 271
13.5.2. Procesi stvaranja i litifikacije organogenih grebena ... 274
13.5.3. Grebenski okoliš ili okoliš grebenske jezgre ... 277
13.5.4. Zagrebenski okoliš ... 279
13.5.5. Predgrebenski okoliš ... 280

14. Dubljevodni i pelagični okoliši taloženja vapnenaca ... **282**
14.1. Uvjeti taloženja karbonata u dubljem moru ... 282
14.2. Resedimentirani karbonati i karbonatni turbiditi ... 284
14.2.1. Resedimentacijski procesi, karbonatni kameni odroni i slampovi ... 284
14.2.2. Karbonatni gravitacijski tokovi ... 286
14.2.2.1. Karbonatni debriti i megabreče ... 288
14.2.2.2. Vapnenački turbiditi i alodapski vapnenci ... 290
14.3. Pelagični vapnenci ... 294
14.3.1. Značajke i podjela pelagičnih i hemipelagičnih taloga ... 294
14.4. Kredasti vapnenci ili kreda ... 298
14.5. Glavne vrste facijesa na karbonatnim padinama ... 299

15. Jezerski okoliši taloženja karbonata ... **302**
15.1. Opći fizikalno-kemijski i sedimentološki uvjeti taloženja u jezerima ... 302
15.2. Jezera s pretežito karbonatnim talozima ... 303

15.3. Sedimentacija u hidrološki zatvorenim (i slanim) jezerima 306
15.3.1. Taložni sustav plaja 306
15.3.2. Taložni sustav zatvorenih trajnih ili perenijalnih jezera 307

16. Literatura **309**

17. Tumač pojmova **328**

18. Kazalo **347**

Uvod

Već sam naziv karbonatne i evaporitne sedimentne stijene (od lat. *sedimentum* = talog) govori nam da se pod tim imenom podrazumijevaju stijene nastale taloženjem mineralne tvari i materijala karbonatnog sastava. To se zbiva fizikalnim i kemijskim neorganskim i organskim procesima, odnosno kod evaporita procesima isparavanja ili evaporacije iz vodenih otopina. Međutim, pod sedimentnim se stijenama podrazumijevaju i stijene nastale dijagenetskim kemijskim procesima koje nisu izravno nastale taloženjem (primjerice kasnodijagenetski dolomiti, anhidritizirani vapnenci, rožnjačke nodule i leće i sl.). Dok pod terminom "**sedimenti**" obično podrazumijevamo mekane, rasute i nelitificirane taloge, pod "**sedimentnim stijenama**" podrazumijevaju se litificirani talozi u obliku čvrste stijene, ali i svi sedimenti i sedimentne stijene zajedno.

Karbonatne i evaporitne sedimentne stijene obuhvaćaju taložine koje nastaju na površini Zemlje ili plitko ispod njezine površine zbog određenih bioloških, fizikalnih, kemijskih i geoloških procesa pri temperaturama i tlakovima primjerenim takvim uvjetima. Dok karbonatni talozi i karbonatne stijene mogu nastati bilo kao proizvodi životne djelatnosti organizama, tj. biokemijskim procesima, bilo kemijskim izlučivanjem iz vodenih otopina, ili pak fizikalnim procesima trošenja starijih karbonatnih stijena, evaporitni sedimenti nastaju samo kemijskim procesima izlučivanja mineralne tvari iz vodenih otopina, tj. isparavanjem vode ili evaporacijom.

U **karbonatne sedimentne stijene** ubrajaju se stijene koje sadrže više od 50 % karbonatnih minerala - **vapnenci**, **dolomitični vapnenci** i **dolomiti** - koji po svome načinu postanka pripadaju kemijskim i biokemijskim sedimentnim stijenama. Uz njih, po pretežito karbonatnom sastavu kao karbonatne stijene još se podrazumijevaju **vapnenačke**, **dolomitne** i **vapnenačko-dolomitne breče i konglomerati**, kao i **vapnenački pješčenjaci** ili **kalklititi** te **lapori**, **marliti** ili **lapornjaci**, premda po podrijetlu breče, konglomerati i kalklititi pripadaju klastičnim, a lapori i marliti mješovitim sedimentnim stijenama.

Evaporitnim sedimentima ili **evaporitima** nazivamo stijene koje su nastale kemijskim izlučivanjem iz prirodno visokokoncentriranih otopina - salina ili *brina* nakon snažna isparavanja ili evaporacije. Petrološki najvažniji i najčešći evaporitni sedimenti jesu **gipsevi**, **anhidriti i soli** (halit, polihalit, silvin, kizerit i karnalit).

Sedimentologija karbonata i evaporita geološka je znanstvena disciplina koja se bavi proučavanjem karbonatnih i evaporitnih sedimenata i sedimentnih stijena u vezi s njihovim načinom pojavljivanja, mineraloškim i kemijskim sastavom, sadržajem fosilne flore i faune, dijagenetskim procesima, postankom ili genezom i okolišima taloženja, odnosno geološkim, biološkim, biokemijskim, fizikalnim, kemijskim i hidrodinamičkim uvjetima u kojima se zbivalo taloženje neke karbonatne ili evaporitne sedimentne stijene. Zbog toga je sedimentologija karbonatnih i evaporitnih taložina usko povezana ili se međusobno isprepliće s općom geologijom, paleontologijom, stratigrafijom, sekvencijalnom stratigrafijom, petrologijom, geologijom nafte, geologijom ležišta mineralnih sirovina, geokemijom, strukturnom geologijom i tektonikom.

U ovoj su knjizi izloženi tematika i gradivo u svezi s procesima postanka karbonatnih i evaporitnih sedimenata i tumačenja njihovih strukturno-teksturnih značajka. Posebna je pozornost posvećena dijagenetskim procesima koji se zbivaju u marinskoj, slatkovodnoj ili miješanoj zoni, kako u ranodijagenetskoj, tako i u kasnodijagenetskoj fa-

zi i na većim dubinama prekrivanja sedimentima, tj. procesima koji su doveli do toga da mekani, rahli, vodom zasićeni karbonatni i evaporitni talozi postanu čvrste stijene ili pak do toga da neka primarna sedimentna stijena (npr. vapnenac) postane sasvim drukčija, nova stijena (npr. dolomit), često potpuno različitog kemijskog i mineralnog sastava i strukture.

U posebnom, trećem dijelu knjige opsežno su prikazani okoliši i uvjeti taloženja, kao i tumačenja cikličke i sekvencijalne stratigrafije i sedimentologije i njezina primjena u istraživanju i interpretaciji različitih karbonatnih i evaporitnih facijesa i objašnjavanju postanka i oblika njihovih sedimentnih tijela.

Pri redoslijedu i načinu izbora građe i koncepciji knjige osnovna je ideja vodilja bila prikazati kompleksnu problematiku istraživanja karbonatnih i evaporitnih stijena, i to tako da uporabom ove knjige - priručnika - geologu pri njegovim istraživanjima bude omogućeno dobivanje odgovora na sljedeća pitanja:

- Kakve su teksturno-strukturne značajke, građa, mineraloški sastav i fosilni sadržaj karbonatnih i evaporitnih stijena koje se istražuju i pod kojim su i kakvim fizikalnim, kemijskim, sedimentacijskim, dijagenetskim i drugim geološkim uvjetima nastale?
- Kakav je petrološki, dijagenetski, genetski i sedimentološki tip istraživane stijene?
- Kakav je tip cikličke sedimentacije i na što on ukazuje s obzirom na relativne ili globalne oscilacije morske razine, tj. taloženje u transgresivnom ili regresivnom taložnom sustavu?
- U kakvim se facijesima i oblicima sedimentnih tijela i zašto pojavljuju istraživane karbonatne i/ili evaporitne stijene?

Sigurno je da ova knjiga neće svakome istraživaču uvijek omogućiti odgovore na sva pitanja, ali ako mu pomogne u njegovim istraživanjima ili ako pomoću nje uspije odgovoriti na neka od tih pitanja, autor i knjiga postigli su svoj temeljni cilj.

I - KARBONATNI SEDIMENTI

1. Definicija i podjela karbonatnih stijena

U karbonatne sedimente ubrajaju se stijene koje sadrže više od 50 % karbonatnih minerala, a to su **vapnenci**, **dolomitični vapnenci** i **dolomiti** koji po svome načinu postanka pripadaju kemijskim i biokemijskim sedimentnim stijenama. Po pretežito karbonatnom sastavu karbonatnim stijenama pripadaju i **vapnenačke**, **dolomitne** i **vapnenačko-dolomitne breče i konglomerati**, kao i **vapnenački pješčenjaci** ili **kalklititi** te **lapori**, **marliti** ili **lapornjaci**, premda po podrijetlu breče, konglomerati i kalklititi pripadaju klastičnim, a lapori i marliti mješovitim sedimentnim stijenama.

1.1. Definicija vapnenaca i dolomita

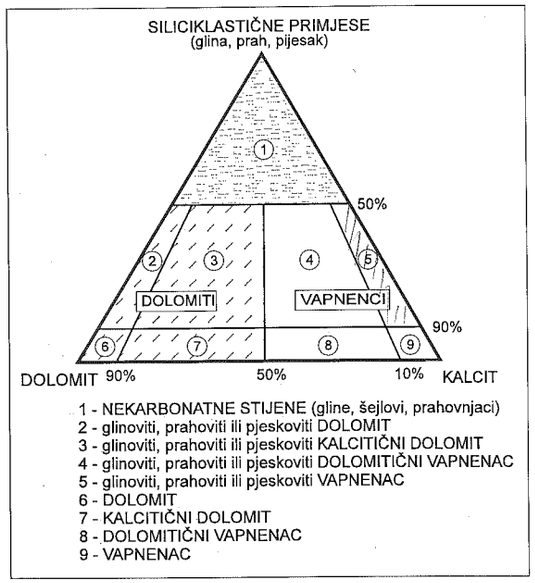
Vapnenci se sastoje od karbonatnih minerala: kalcita, Mg-kalcita, rjeđe i od aragonita, **dolomitični vapnenci** od kalcita i dolomita, a **dolomiti** od minerala dolomita. Postoje svi međusobni postupni prijelazi od vapnenaca u dolomite. Osim tih karbonatnih minerala, koji su u njima prevladavajući sastojci, karbonatni sedimenti mogu sadržavati i promjenljivi udio siliciklastičnog materijala dimenzija gline, praha (silta) i pijeska te autigene nekarbonatne minerale (kvarc, opal, kalcedon, albit, anhidrit, gips i dr.).

Stijena koja sadrži manje od 10 % siliciklastičnog materijala i različite omjere kalcita i dolomita čista je karbonatna stijena: **vapnenac** ukoliko sadrži više od 90 % kalcita, **dolomit** ako je udio minerala dolomita veći od 90 %, **kalcitični dolomit** ukoliko ima manje od 90 i više od 50 % dolomita te 10 do 50 % kalcita i **dolomitični vapnenac** ako sadrži od 50 % od 90 % kalcita i 10 do 50 % minerala dolomita (sl. 1-1).

Ako karbonatna stijena sadrži između 50 i 90 % karbonatnih minerala i 10 do 50 % siliciklastičnog materijala, tj. gline, praha (silta) ili pijeska, to je **karbonatna stijena s primjesama** koja, ovisno o prevladavajućoj vrsti siliciklastičnog materijala, dobiva pridjev **glinoviti**, **prahoviti** ili **siltični**, odnosno **pjeskoviti vapnenac**, **pjeskoviti dolomit** ili **pjeskoviti dolomitični vapnenac**. Primjerice, vapnenac koji sadrži 84 % kalcita i 16 % gline je **glinoviti vapnenac** (ne *glineni vapnenac*, jer se pridjev *glineni* odnosi na stijenu koja je pretežito, tj. >50 % sastavljena od gline, odnosno minerala glina), a vapnenac sastavljen od 82 % kalcita i 18 % siliciklastičnog materijala dimenzija praha ili silta je **prahoviti vapnenac** (ne *siltni vapnenac* jer se pridjev *siltni* odnosi na stijenu koja je pretežito sastavljena od siliciklastičnog materijala dimenzija silta).

Za stijenu sastava kalcitičnog dolomita u našoj geološkoj literaturi i terminologiji može se naći pogrešan naziv "vapneni dolomit". Naime, vapneni je pridjev od imenice vapno, tj. CaO, a pridjev od imenice vapnenac glasi *vapnenački*. Ako vapnenci sadrže od 50 do 90 % kalcita, a od 10 do 50 % siliciklastičnog materijala i dolomita, od čega više od 10 % dolomita, to su "vapnenci s primjesama", odnosno **glinoviti dolomitični vapnenci**, **prahoviti (siltični) dolomitični vapnenci** ili **pjeskoviti dolomitični vapnenci** (sl. 1-1).

Često se za vapnenac koji uz kalcit sadrži i 10 do 30 % gline rabi naziv "laporoviti vapnenac" (*marly limestone*) što je neprihvatljivo, jer je lapor



Slika 1-1 Podjela i nazivi karbonatnih stijena s obzirom na sadržaj kalcita, dolomita i siliciklastičnog materijala (prema Leighton & Pendexter, 1962).

smjesa određenih omjera (20-80%) kalcita i (80-20%) gline, pa bi "laporoviti vapnenac" prema tomu bio smjesa određenih omjera kalcita i gline i kalcita, što nema smisla.

Termin "laporoviti vapnenac" je korišten pri terenskom opisivanju obično geološki mladih **glinovitih vapnenaca**, po stupnju litifikacije i habitusu sličnih laporima. S druge pak strane, zbog nepotpune litifikacije imamo primjere da se mekani vapnenački sedimenti s vrlo malim udjelom gline (5-10%) nazivaju laporima, kao što je to primjerice slučaj s tzv. **bijelim laporima *Croatica* naslaga**. U oba slučaja, tj. za "laporovite vapnence" i "bijele lapore", stupanj litifikacije stijene primijenjen je kao kriterij za označavanje sastava stijene, i to zato što se vapnencem smatra samo čvrsta stijena, a zanemaruje se da između vapnenačkog taloga i čvrste stijene postoje svi postupni prijelazi: vapnenački talog - slabo do polulitificirani vapnenački talog - slabo litificirani vapnenac - vapnenac.

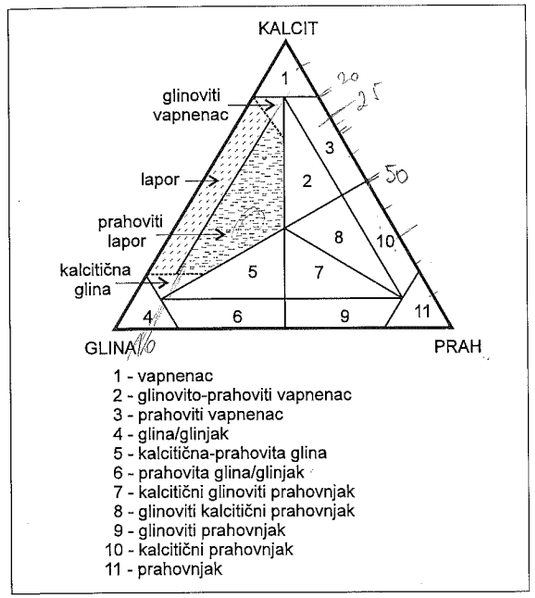
"Bijeli lapori" su zapravo slabo litificirani vapnenci ili glinoviti vapnenci. S druge pak strane, čvrsto litificirani lapori - **marliti** ili **laporњaci**, u kojima su dijagenetskim procesima minerali glina transformirani u ilit, sericit i klorite, imaju mnogo više odlika vapnenaca nego lapora (vidi tablicu 7-1).

1.2. Definicija i podjela lapora i marlita

Lapori *su miješane karbonatno-glinovite stijene sastavljene od promjenljivog udjela kriptokristalastog ili mikrokristalastog kalcita i siliciklastičnog detritusa pelitnih dimenzija, prije svega gline* (sl. 1-2).

Laporom obično smatramo stijenu koja sadrži između 20 i 80% gline i 20 i 80% kalcita (vidi Tišljar, 1994). Neke klasifikacije tu granicu stavljaju na 33 i 66% (Pettijohn, 1975). Lapor koji sadrži od 20 do 33% gline i od 66 do 80% kalcita, zove se **kalcitom bogati lapor** (= "vapnenački lapor"). Porastom udjela kalcita (80-90%), takav lapor postupno prelazi u **glinoviti vapnenac** (sl. 1-1). Stijenu s izrazitom prevlašću gline (80-90%) nad kalcitom (10-20%) nazivamo **kalcitična glina** ili tzv. **kalcitični muljnjak** (*calcareous mudstone*), ako uz čestice dimenzija glina i minerale glina sadrže još i znatniji udio siliciklastičnog detritusa dimenzija sitnog do srednjeg praha. Po istom principu primijenjenom kod kalcitom bogatog lapora, lapor koji sadrži 65 do 80% gline naziva se **glinom bogati lapor** ili **glinoviti lapor**.

Lapori koji osim gline i kalcita sadrže još i 10 do 33% siliciklastičnog materijala dimenzija praha (silta) i sitnoga pijeska zovu se **prahoviti** ili **siltični lapori** (sl. 1-2), odnosno **pjeskovito-prahoviti lapori** (nikako *siltni lapori* jer je *siltno* ono što je pretežito - >50% - sastavljeno od silta).



Slika 1-2 Klasifikacija i nomenklatura vapnenačko-pelitnih sedimenata sastavljenih od kalcita, gline i siliciklastičnog materijala dimenzija silta (dijelom dopunjeno prema Konta, 1973).

Stijenu koja po sastavu odgovara laporu, tj. koja je prije dijagenetskih procesa na većim dubinama prekrivanja bila sastavljena od kalcita i gline, a u kojoj su nakon dijagenetskih procesa na većim dubinama prekrivanja tipični minerali glina transformirani u ilit, klorit, sericit ili muskovit ne treba više smatrati laporom, već je to **litificirani lapor**, odnosno **lapornjak** ili **marlit** (*marlstone* - Pettijohn, 1975), ili pak **kalcitični šejl** (*calcareous shale*) ako pokazuje lisnatost (Tišljar, 1994), kako je to podrobnije prikazano u poglavlju 7.5.

1.3. Podjela karbonatnih breča i konglomerata

Vapnenačke, dolomitne i vapnenačko-dolomitne breče općenito se, kao i sve breče, dijele na intraformacijske, ekstraformacijske kataklastične, emerzijske i kolapsne te postsedimentacijske dijagenetske breče (tablica 1-1).

Intraformacijske karbonatne breče i konglomerati pobliže su prikazani u odjeljku 7.2.1, ekstraformacijske kataklastične karbonatne breče u odjeljku 7.2.2, emerzijske i kolapsne karbonatne breče u odjeljku 7.2.3, a postsedimentacijske dijagenetske karbonatne breče u odjeljku 7.2.4.

Karbonatni petromiktni konglomerati prikazani su u odjeljcima 7.3.1 i 7.3.3, a karbonatni parakonglomerati u odjeljcima 7.3.2 i 7.3.3.

1.4. Definicija vapnenačkih pješčenjaka - kalklitita

Kalklititi (*calclithite* - Folk, 1959, 1968; Pettijohn, 1975) *terigeni su pješčenjaci koji sadrže više od 50% karbonatnih zrna koja potječu od trošenja i erozije starijih vapnenaca i dolomita i genetski pripadaju klastičnim sedimentnim stijenama iz skupine litičnih arenita ili litičnih grauvaka* (vidi Tišljar, 1994). Među geolozima često su poznati pod imenom **vapnenački pješčenjaci**. Naime, po postanku su to - po analogiji s vapnenačkim brečama ili vapnenačkim konglomeratima - također vapnenački klastiti sastavljeni od klasta vapnenaca, ali za razliku od breča i konglomerata, od klasta pješčanih dimenzija (0,063-2 mm).

Svi ovi sedimentološki i genetski tipovi vapnenačkih pješčenjaka podrobnije su prikazani u poglavlju 7.4.

INTRAFORMACIJSKE BREČE I KONGLOMERATI	- *peritidalni* i "*black-pebble*" konglomerati i breče - olujne breče i konglomerati - desikacijske breče i breče s plosnatim fragmentima (*edgewise breccia*) - konglomerati sastavljeni od muljevitih valutica (*mud-pebble conglomerates*) - slampne breče (breče nastale podvodnim klizanjem)
EKSTRAFORMACIJSKE KATAKLASTIČNE BREČE	- odronske i siparišne breče - debritne breče - rasjedne i tektogene breče
EMERZIJSKE I KOLAPSNE BREČE	- emerzijske breče i breče okršavanja - breče otapanja i urušavanja ili kolapsne breče
POSTSEDIMENTACIJSKE DIJAGENETSKE BREČE	- tektogeno-dijagenetske breče - stilolitizacijske breče
EKSTRAFORMACIJSKI KONGLOMERATI	- petromiktni ortokonglomerati (>10 % nestabilnih zrna) <15 % matriksa
	- parakonglomerati >15 % matriksa

Tablica 1-1 Genetska podjela karbonatnih konglomerata i breča.

2. Mineralni sastav vapnenačkih taloga i vapnenaca

2.1. Primarni mineralni sastojci vapnenačkih taloga

Kao primarni mineralni sastojci vapnenačkih taloga od kojih dijagenetskim procesima nastaju čvrste stijene - vapnenci - s velikim udjelima pojavljuju se **aragonit**, **kalcit** i **Mg-kalcit** koji pretežito nastaju izlučivanjem iz vodenih otopina biokemijskim i u manjoj mjeri anorganskim kemijskim procesima. Dok se vapnenački talozi sastoje od sva tri, dva ili samo jednog od tih karbonatnih minerala, litificirani vapnenački sedimenti - vapnenci - sastoje se uglavnom samo od kalcita, jer su aragonit i Mg-kalcit zbog svoje male postojanosti tijekom dijagenetskih procesa prešli u stabilni kalcit, o čemu će se detaljnije govoriti u poglavlju o dijagenezi vapnenaca (poglavlje 5.2).

Aragonitu, kalcitu i dolomitu, kao najraširenijim mineralima u karbonatnim sedimentima i stijenama, u strukturnom je pogledu zajednička CO_3 skupina sastavljena od tri kisikova iona koji su u kristalnoj rešetki raspoređeni na uglovima hipotetičkog istostraničnog trokuta u čijem je središtu smješten atom ugljika. Struktura aragonita se, međutim, bitno razlikuje od strukture kalcita i dolomita, što uzrokuje i njihova različita fizikalna i mineraloška svojstva.

Aragonit je rompska modifikacija $CaCO_3$ koja se obično pojavljuje u vlaknastim ili fibroznim (acikularnim) kristalićima ili mikritnoj masi. Kristalizira u holoedriji rompskoga sustava tako da je atom ugljika, za razliku od položaja u rešetki kalcita, pomaknut za $0{,}06 \times 10^{-8}$ cm bliže susjednom Ca-sloju, a Ca-slojevi su odvojeni s dva posebna sloja sastavljena od CO_3 skupina. Ca-ioni su povezani s devet kisikovih iona od kojih se dva nalaze na rubu, a jedan na vrhu triju CO_3 skupina.

U rešetki aragonita Ca može biti zamijenjen sa Sr, rjeđe Pb i Ba, pa aragonit može činiti izomorfnu smjesu sa **stroncijanitom** ($SrCO_3$), **cerusitom** ($PbCO_3$) i **viteritom** ($BaCO_3$). Aragonit za razliku od kalcita ne sadrži izomorfno primiješani $MgCO_3$, a u rešetku mu se, uz Sr, Ba i Pb, mogu ugraditi i kationi K. Cerusit i viterit nemaju nikakvo petrogenetsko značenje u karbonatnim stijenama.

Aragonit u prirodi može sadržavati do 14 molarnih % $SrCO_3$, i do 2,5 molarnih % $PbCO_3$ (Speer, 1983). Bitni je i praktički, uz visokomagnezijski kalcit, i jedini karbonatni mineralni sastojak plitkomorskih vapnenačkih taloga toplih i tropskih mora, a zbog male stabilnosti i transformacije u kalcit uglavnom ga ne nalazimo u vapnencima (vidi poglavlje 5.2).

Kalcit i niskomagnezijski kalcit (<4 mol. % $MgCO_3$) kristalizira u heksagonskom (trigonskom) kristalnom sustavu (romboedrijska hemiedrija). U vapnenačkim talozima najčešće se nalazi u izometričnim ili mikritnim, a rjeđe i acikularnim kristalićima. Izlučuje se u dubljem i/ili hladnijem moru i u slatkoj vodi. U kristalnu mu se rešetku u pravilu ugrađuju kationi ionskog radijusa sličnog radijusu kalcija, tj. Mg, Fe, Mn, Zn i Cu.

Premda kalcit, $CaCO_3$ i dolomit, $CaMg(CO_3)_2$, čine kemijski potpuno homogenu seriju $CaCO_3$-$MgCO_3$ otopine, unatoč velike sličnosti ta se dva minerala odlikuju i znatnim razlikama (vidi poglavlje 6.1). Temeljna značajka strukture kalcita je izmjena slojeva Ca-iona sa slojevima CO_3 skupina, pri čemu svaka CO_3 skupina unutar jednoga sloja ima u odnosu na susjedni sloj za 180° obrnutu orijentaciju. Kation Ca je koordiniran sa šest kisikovih iona iz različitih CO_3 skupina u obliku nejasno ili slabo iskrivljenih CaO_6 oktahe-

drona, a svaki kisikov ion u CO_3 skupini vezan je na jedan C ion i dva Ca iona iz susjednog kationskog sloja. Pri tome se u rešetki kalcita C-O veze podudaraju s tri *a*-osi heksagonalnog sustava.

Kalcit i niskomagnezijski kalcit su kao termodinamski stabilni minerali glavni i praktički jedini karbonatni mineralni sastojci vapnenaca, kao i recentnih pelagičnih marinskih vapnenačkih taloga i nekih jezerskih vapnenačkih muljeva. U nekim vapnencima, posebice u obliku cementa, značajni su i **ferokalcit** ili **željezoviti kalcit**.

Niskomagnezijski kalcit biogenog postanka (vidi biomineralizacija, odjeljak 2.2.2), primjerice onaj koji izgrađuje skelete kokolita i brahiopoda, vrlo je stabilan mineral i redovito se u vapnencima očuva tijekom svih dijagenetskih promjena.

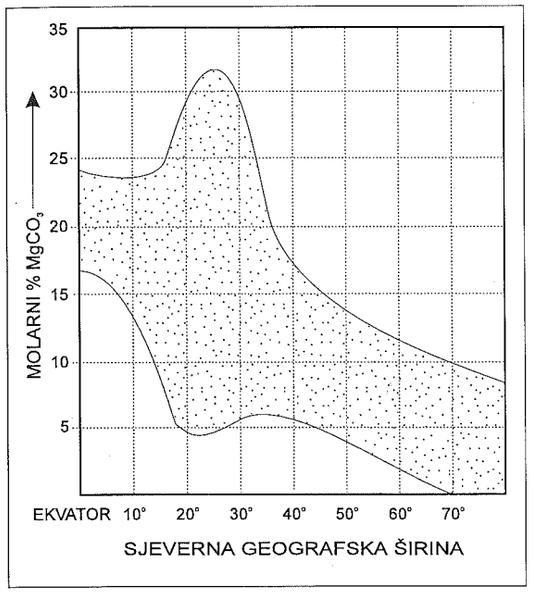
U rešetki kalcita Ca može biti zamijenjen s Mg, Fe, Mn, Zn, Cd i Co, tako da nastaju izomorfni nizovi karbonatnih minerala čiji krajnji članovi, uz kalcit, mogu biti minerali **magnezit** ($MgCO_3$), **siderit** ($FeCO_3$), **rodohrozit** ($MnCO_3$), **smitsonit** ($ZnCO_3$), **otavit** ($CdCO_3$) i **sferokobaltit** ($CoCO_3$).

Ferokalcit može nastati ugrađivanjem Fe^{2+}-iona u kalcit prigodom transformacije visokomagnezijskog u niskomagnezijski kalcit. U takvim slučajevima ferokalcit može biti dobar indikator koji ukazuje na to da je primarni karbonatni mineral bio visokomagnezijski kalcit (Richter & Füchtbauer, 1978).

U obliku cementa ferokalcit se može izlučiti iz reduktivnih pornih voda čiji je negativni Eh potencijal viši od onog za polje stabilnosti pirita (FeS_2), posebice tijekom dijageneze na većim dubinama prekrivanja nakon faze tektonskog drobljenja karbonatnih stijena. Naime, kationi Mg^{2+} i Fe^{2+} su pri nižim, površini Zemlje primjerenim temperaturama jako hidrantni, pa se ne mogu u prisutnosti morske porne vode ugrađivati u rešetku karbonata. Povišenjem temperature na većim dubinama prekrivanja oni postaju manje hidrantni, tako da se već na temperaturama od 60 do 100 °C, tj. na dubini prekrivanja od 2-3 km, izlučuju iz porne vode s niskim molarnim odnosom Mg/Ca kao Mg i Fe-karbonati (Usdowsky, 1967), odnosno ugrađuju u rešetku kalcita (= ferokalcit) ili dolomita (= ankerit ili ferodolomit) ili izlučuju kao Fe ili Mg-karbonati (vidi odjeljak 5.8.2.2). To je razlog zbog kojega mnoge stijene bogate kasnodijagenetskim karbonatnim mineralima na većim dubinama prekrivanja sadrže **ferokalcit**, **ferodolomit** ili **ankerit** i **siderit**. Brojne primjere stijena s takvim karbonatima nalazimo, primjerice, u dubokim bušotinama plinskih polja Molve, Kalinovac i Stari Gradac. Ferokalcit, ankerit, siderit i dolomit na dubinama od 2 do 3 km vjerojatno su nastali na račun kalcita uz prisutnost porne vode koja je sadržavala dovoljno Fe i Mg-iona koji mogu potjecati od izmjena biotita, klorita i drugih Fe^{2+} i Mg^{2+} silikata (Tišljar, 1994).

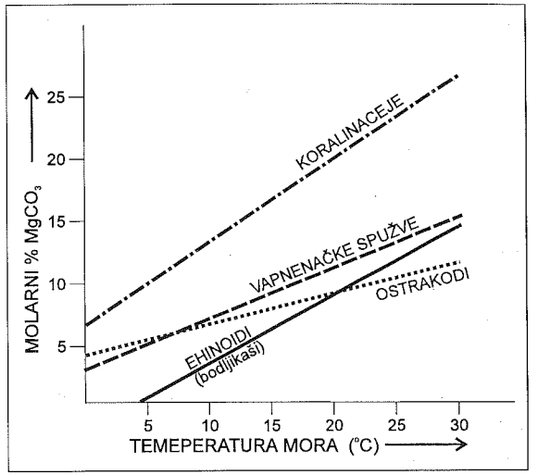
Visokomagnezijski kalcit (*high-Mg calcite*) je kalcit koji sadrži od 4 do 28 molarnih postotaka $MgCO_3$, a kristalizira u istome kristalnom sustavu kao i kalcit, uglavnom u obliku mikritnih i vlaknastih kristala. U kristalnu rešetku ugrađuje iste katione kao i kalcit. Zajedno s metastabilnim aragonitom bitni je karbonatni mineralni sastojak plitkomorskih vapnenačkih taloga toplih i tropskih mora, a zbog male stabilnosti i brze transformacije u kalcit, uglavnom ga ne nalazimo u vapnencima (vidi dijageneza - poglavlje 5.2). Najčešće se visokomagnezijski kalcit nalazi u recentnim karbonatnim skeletima brojnih skupina organizama, poglavito koralinaceja, foraminifera, vapnenačkih spužvi, briozoja i serpulita (tablica 2-1, sl. 2-1), kao i u mnogim cementima i ooidima. Nerijetko ga nalazimo i u nekim slatkovodnim sedimentima i njihovim cementima, kao što su vapnenačke sedre (*tufa* - odjeljak 4.3.2.1).

Recentni marinski skeleti izgrađeni od visokomagnezijskog kalcita pokazuju, prema istraživanjima Chavea (1954), jasnu ovisnost molarnog % $MgCO_3$ ugrađenog u visokomagnezijski kalcit skeleta crvenih algi i različitih invertebrata o temperaturi morske vode i geografskoj širini (sl. 2-1). U toplim ekvatorijalnim morima (= niža geografska širina) molarni % izomorfno primiješanog $MgCO_3$ je bitno viši (17-24 %) od onog u hladnim morima viših geografskih širina. Primjerice, dok na 40° sjeverne geografske širine molarni % $MgCO_3$ varira od 6 do 17 %, na 70° te se vrijednosti spuštaju na < 10 %, a najviše vrijednosti (> 25 %) vezane su za mora između 20 i 30° sjeverne geografske širine (sl. 2-1). Jednako tako, ovisno o snižavanju temperature oceanske vode s porastom dubine mora i oceana, opada i molarni % izomorfno primješanog $MgCO_3$ u kalcitu.



Slika 2-1 Zavisnost udjela molarnih % $MgCO_3$ u magnezijskom kalcitu skeleta koralinaceja i različitih invertebratnih zajednica u odnosu na zemljopisnu širinu u morima sjeverne Zemljine polukugle (prema Chave, 1954).

Izlučivanje visokomagnezijskog kalcita iz morske vode uglavnom je regulirano sklonošću organizama da svoje skelete izgrađuju od Mg-kalcita, aragonita ili kalcita (tablica 2-1). Kod toga pri korištenju Mg-kalcita udio izomorfno primiješanog $MgCO_3$ i kod iste vrste organizama izravno ovisi o temperaturi vode kako to prikazuje sl. 2-2.



Slika 2-2 Odnos udjela $MgCO_3$ u magnezijskom kalcitu u ovisnosti o temperaturi vode (prema Füchtbauer, 1974).

Mg-kalcit se može izlučivati i iz slatke, uglavnom jezerske vode, uz vrlo visoki molarni odnos Mg/Ca. Pri molarnom odnosu Mg/Ca < 2 iz slatke se vode izlučuju kalcit i niskomagnezijski kalcit, između 2 i 12 visokomagnezijski kalcit, a iznad 12 aragonit (Müller et al., 1972).

Dolomit - $CaMg(CO_3)_2$, koji je uz kalcit najčešći mineral u karbonatnim stijenama, nije izomorfna smjesa već je to dvosol Ca i Mg karbonata, tj. mineral sastavljen od 1 molekule $CaCO_3$ i 1 molekule $MgCO_3$. Za razliku od svih dosad spomenutih karbonatnih minerala, koji kristaliziraju heksagonski u romboedrijskoj hemiedriji, dolomit kristalizira heksagonski u romboedrijskoj tetartoedriji (vidi poglavlje 6.1). Za razliku od kalcita, Mg-kalcita i aragonita dolomit ne nastaje biokemijskim procesima niti izravnim izlučivanjem iz morske vode, već je to u pravilu sekundarni mineral nastao potiskivanjem $CaCO_3$ karbonata u vapnenačkim muljevima (= ranodijagenet-

TAKSON	KALCIT	ARAGONIT	Mg-KALCIT s mol. % $MgCO_3$	ARAGONIT I KALCIT
ALGE				
Crvene alge				
Koralinaceje	+	+	5.....27	
Zelene alge				
Kodiaceje	+			
Dasikladaceje	+			
Haraceje		+		
Kalcidinoflagelati		+		
Cijanobakterije	+	+	+	
Kokolitoferidi	+?	+		
FORAMINIFERE				
Bentosne	+	+	0.....25	
Planktonske		+	0....5	
VAPNENAČKE SPUŽVE	+	+	5.....15	
Sklerospongije	+	+	+	
KOELENTERATI				
Hidrozoji	+	+		
Rugozni koralji		+?		
Oktokoralji	+			
Tabulati		+?		
Skleraktinije	+			
MAHOVNJACI (briozoji)	+		+	+
BRAHIOPODI		+		
MOLUSKE (mekušci)				
Poliplakofore	+			
Skafopodi	+			
Gastropodi (puževi)	+			+
Prosobranhije	+			
Pteropodi	+			
Školjkaši	+			+
Pelecipodi		+		+
Bivalve	+	+		+
Cefalopodi	+		(+)	
SERPULITI	+	+		
OSTRAKODI		+	(+)	
BODLJIKAŠI		+	+	

Tablica 2-1 Mineralni sastav skeleta i ljuštura organizama (prema podacima: Lowenstam (1963), Milliman (1974), Scholle (1978), Flügel (1982)).

ska dolomitizacija - vidi poglavlje 6.2) ili već očvrsnutim vapnencima (= kasnodijagenetska dolomitizacija - vidi poglavlje 6.3).

Siderit - $FeCO_3$, je razmjerno rijedak mineral u karbonatnim sedimentima: kao primarni precipitat, tzv. **sferosiderit,** nalazi se u nekim ooidima koji se izlučuju u zaštićenim marinskim i pojedinim slatkovodnim okolišima zajedno sa šamozitom i hidratnim alumosilikatima u željeznim rudama (Selley, 1988). U zoni u kojoj djeluju bakterije koje reduciraju sulfate, a to je do 0,5 m dubine ispod granice morska voda - sediment, sve se željezo izlučuje u obliku sulfida, a drugi se Fe-minerali, posebice siderit, mogu stvarati samo ispod te zone ili u slatkoj vodi pri otapanju $CaCO_3$.

2.2. Fizikalni, kemijski, biološki i geološki uvjeti postanka vapnenačkih taloga

2.2.1. Opći fizikalno-kemijski uvjeti izlučivanja karbonata

Hoće li se iz neke otopine, morske ili slatke vode, koja sadrži otopljeni Ca-hidrogenkarbonat izlučiti kalcit ili aragonit prije svega ovisi o molarnom odnosu Mg/Ca i o salinitetu te otopine (sl. 6-1). Izlučivanje kalcita, kako to prikazuje slika 6-1, vezano je na otopine sastava površinskih slatkih voda, slatkih i miješanih potpovršinskih fluida pa sve do hiperslanih konatnih *brina*, odnosno na otopine čiji je molarni odnos Mg/Ca <3, a salinitet im varira između 0,35 i 300‰. U morskoj (oceanskoj) vodi, kao i hiperslanim *sabkhama*, tj. pri molarnom odnosu Mg/Ca >5 uz salinitet koji je nešto niži od onoga normalne morske vode pa sve do 350‰, moguće je izlučivanje aragonita i Mg-kalcita (sl. 6-1).

Na temperaturi od 20 °C pri molarnom odnosu Mg/Ca <1, što je obično slučaj u slatkovodnim jezerima i rijekama, izlučuju se kalcit i niskomagnezijski kalcit. Ako je molarni odnos Mg/Ca >1, odnosno iz morske vode čiji je odnos Mg/Ca = 5,26, taloži se aragonit ako je prekoračena njegova konstanta produkta topljivosti, koja je uvijek viša od one za kalcit. Prekoračenje produkta topljivosti aragonita moguće je u svim plitkim i toplim, ali ne i hladnim morima. To, drugim riječima, znači da se u toplim i plitkim morima izlučuje aragonit, a u hladnim ili dubokim morima, gdje su temperature niže, kalcit i niskomagnezijski kalcit. Osim molarnog odnosa Mg/Ca, saliniteta i temperature kojom je regulirana konstanta produkta topljivosti kalcita i aragonita, na izlučivanje aragonita i kalcita bitan utjecaj imaju i neki kationi i anioni koje sadrži morska voda, a koji ili pospješuju ili sprečavaju izlučivanje jednog ili drugog minerala. Izlučivanje kalcita mogu spriječiti ioni Mg, Cu, Zn, Ni i Mn.

Izlučivanje aragonita pospješeno je visokim molarnim odnosom Mg/Ca, višom temperaturom vode (između 20 i 30 °C), povišenim pH ili alkalnošću, prisutnošću iona Sr, Mg, Ba i Pb u vodi te prisutnošću određenih organskih komponenata u vodi (sl. 6-1).

Izlučivanje kalcita pospješeno je malom koncentracijom ili odsutnošću Mg u vodi, odnosno niskim Mg/Ca molarnim odnosom (sl. 6-1), niskom temperaturom vode (oko 10 °C), nižim pH (ali ne <7,8), prisutnošću SO_4 aniona, prisutnošću $NaCO_3$ i $(NH_4)_2CO_3$ i organskih spojeva kao što su Na-citrati i Na-malonati.

2.2.2. Biološki procesi izlučivanja karbonata ili biomineralizacija

Prema istraživanjima Millimana (1974), Wilsona (1975) i Sellwooda (1986) više od 90% recentnih karbonatnih sedimenata posljedica su bioloških ili biokemijskih procesa u marinskim okolišima. Njihovo pojavljivanje i raspored unutar svjetskih mora izravno su uvjetovani rastom i razvojem organizama čiji su životni procesi - poglavito fotosinteza i gradnja skeleta i ljuštura - vezani uz Ca-hidrogenkarbonat, odnosno Ca-karbonat. Rast i razvoj takvih organizama su pak uvjetovani tem-

peraturom, klimom, koncentracijom i salinitetom morske vode.

Bitnu ulogu pri stvaranju primarnoga mineralnog sastava vapnenačkih taloga, posebice onih pretežito sastavljenih od skeleta ili sitnorazdrobljenih skeleta, imaju organizmi i njihova sklonost da za gradnju skeleta ili ljuštura preferiraju aragonit, kalcit ili visokomagnezijski kalcit (tablica 2-1). Od kojeg će od tih triju minerala biti izgrađen skelet ili ljuštura izravno ovisi o načinu života i sklonosti organizma prema određenom mineralu u određenim ekološkim uvjetima. U prvome redu pod tim se uvjetima podrazumijevaju temperatura i koncentracija vode s obzirom na Ca, Mg, hidrogenkarbonate, CO_2 i druge ione.

Samo dasikladaceje i kodiaceje (zelene alge), oktokoralji i pteropodi svoje skelete uvijek grade od aragonita, a haroficeje i kalcidinoflagelati (zelene alge), bodljikaši, brahiopodi i artropodi skelete ili ljušture grade isključivo od kalcita.

Nema niti jednog biljnog ili životinjskog stabla (*Phyllum*) s karbonatnim skeletima čije bi sve vrste uvijek i potpuno svoje skelete ili ljušture gradile od aragonita.

Mnoga taksonomska stabla koriste ili kalcit ili aragonit, a neka stabla i mješavinu tih dvaju minerala, tj. i aragonit i kalcit, dok neke porodice preferiraju visokomagnezijski kalcit. U tablici 2-1 prikazana je mineralogija skeleta i ljuštura, a mineralni sastav i mikrostrukturna građa skeleta i ljuštura petrogeno najvažnijih organizama iscrpnije su prikazani u poglavlju 3.8.

Procesi stvaranja i izlučivanja karbonatnih čestica, odnosno karbonatnih minerala, koji su potaknuti i izazvani biološkom i biokemijskom djelatnošću zajedničkim se imenom zovu **biomineralizacija**, a na taj način nastale karbonatne čestice i minerali **biominerali**. Uz kalcit, Mg-kalcit i aragonit, to su još i vaterit, monohidrokalcit i amorfni karbonat.

Vaterit je metastabilni heksagonalni Ca-karbonat male gustoće koji se po strukturi znatno razlikuje od kalcita a pokazuje sličnosti sa strukturom aragonita (Easton & Clangher, 1986).

Biomineralizacija je uzrokovana reakcijama između popratnih produkata metabolizma i/ili fotosintetskih procesa organizama i iona sadržanih u vodi, bilo morskoj bilo slatkoj. Pri tome je kristalni habitus nastalih biominerala isti kao i kod anorganski izlučenih karbonatnih minerala. To kod nekih Ca-karbonata znatno komplicira ili čak onemogućava egzaktno utvrđivanje njihovog biokemijskog ili anorganskog postanka. Dok je za većinu marinskih i neke slatkovodne Ca-karbonate biogeno podrijetlo nedvojbeno utvrđeno, anorganski postanak marinskih i mnogih površinskih vapnenačkih precipitata je teško dokazati. Općenito je, međutim, prihvaćeno da je većina kalcitnih tvorevina izlučenih iz meteorskih i formacijskih pornih voda pod površinom Zemlje nastala anorganskim procesima.

Osim što mnoge životinjske i biljne vrste svoje skelete ili ljušture izgrađuju biomineralizacijskim procesima, što jasno određuje njihovo biomineralizacijsko podrijetlo, mnoge biljke, posebice alge i morske trave, svojim fotosintetskim procesima, a cijanobakterije bakteriološkim procesima, izazivaju biomineralizaciju. Na taj način nastali Ca-karbonati, međutim, ne pokazuju uvijek jasne dokaze o biomineralizacijskom podrijetlu. Izlučivanje Ca-karbonata tijekom fotosintetskih reakcija biljaka može se prikazati istom kemijskom reakcijom kao i anorgansko izlučivanje karbonata iz Ca-hidrogenkarbonata otopljenog u vodi. Naime, biljke za svoje fotosintetske, a bakterije za bakteriološke reakcije nužno trebaju CO_2 kojeg slobodnog u vodi nema dovoljno, pa ga one uzimaju iz otopljenog Ca-hidrogenkarbonata i time izazivaju izlučivanje $CaCO_3$ prema reakciji:

$$Ca(HCO_3)_2 \longrightarrow CO_2 + CaCO_3 + H_2O$$

Iz prikazane kemijske reakcije izlučivanja $CaCO_3$ iz vode koja sadrži Ca-hidrogenkarbonat očito proizlazi da će do izlučivanja kalcita ili aragonita doći ako se iz hidrogenkarbonata na neki način odstranjuju ili CO_2 ili voda.

Odstranjivanje CO_2 iz morske ili slatke vode može u prirodi biti izazvano:

- fotosintetskim i bakteriološkim procesima biljaka i cijanobakterija,
- zagrijavanjem vode,
- smanjenjem atmosferskoga tlaka iznad vodene površine,
- raspršivanjem vode u kapljice pri prskanju valova ili na vodopadima, i
- isparavanjem ili evaporacijom.

Isparavanjem ili evaporacijom ujedno se bitno povećava i koncentracija Ca-hidrogenkarbonata i time pospješuje izlučivanje kalcita ili aragonita. Za izlučivanje tih karbonata važan je i pH vode, koja mora biti blago alkalna, tj. iznad pH 7,8, jer ispod te vrijednosti Ca-karbonati nisu stabilni. Zbog toga bakterije koje reduciraju sulfate i nitrate svojim biološkim procesima bitno pospješuju izlučivanje Ca-karbonata. Sulfatne bakterije, primjerice, otpuštaju H_2S, a nitratne bakterije amonijski karbonat $(NH_4)_2CO_3$ koji povećavaju alkalnost, tj. pH vode.

2.3. Glavni regulatori taloženja karbonata

Poznata izreka Noela P. Jamesa (1977) "*Carbonates are born, not made*" najbolje ilustrira činjenice i spoznaje o taloženju karbonata, odnosno o izravnoj svezi njihovoga postanka s životnim procesima biljaka i životinja u morskoj, ali i slatkoj vodi. Čimbenici koji omogućavaju visoku produkciju karbonata mogu se podijeliti u dvije temeljne skupine: one koji tvore potrebni prostor za taloženje karbonata, tj. **akomodacijski prostor**, a to su tektonika, klima i eustatičke promjene morske razine, i **čimbenike koji omogućuju i pospješuju tvorbu karbonata**, od kojih su najvažniji količina svjetlosti, dubina, temperatura, salinitet, energija i prozirnost vode, morfologija i vrsta podloge, vrsta bioloških zajednica te količina i raspoloživost nutrijenata za njihov život.

Glavni opći regulatori karbonatne sedimentacije vezani na akomodacijski prostor i akomodacijski potencijal - količinu i značajke raspoloživoga prostora koji se može ispunjavati karbonatnim sedimentima - jesu geotektonske značajke i klima. O njima ovise eustatičke promjene morske razine, njezin porast ili snižavanje, kao i topografija zaleđa sedimentacijskoga prostora.

Utjecaj tektonike na taloženje karbonatnih sedimenata često je temeljni uvjet za nastanak i održavanje taložnoga sustava karbonatnih platformi djelovanjem subsidencije i sinsedimentacijske tektonske aktivnosti, a **geotektonski položaj** ima odlučujuću ulogu pri formiranju različitih tipova **karbonatnih platforma** - akomodacijskih prostora s intenzivnim i dugotrajnim taloženjem karbonata bez siliciklastičnog materijala - o čemu se iscrpnije govori u poglavlju 11.1 (vidi sl. 11-1).

Topografija zaleđa ima vrlo veliko značenje jer od nje ovisi hoće li u marinskom taložnom prostoru postojati uvjeti isključivo za taloženje karbonata ili će se uz karbonate taložiti i siliciklastični materijal. Jadranska karbonatna platforma je, primjerice, tijekom mezozoika imala značajke izolirane karbonatne platforme, tj. bila je središnji dio Mediteranskoga praga (Dercourt et al., 1993). To je područje bilo okruženo dubokomorskim prostorima koji su onemogućavali bilo kakav donos terigenoga materijala, osim povremeno eolskim putom (o čemu, među ostalim, svjedoče i proslojci i leće gline unutar aptske emerzije i kvarcni kemogeni sedimenti u albu Istre - Tišljar et al., 1995; Durn et al., 1997).

Subsidencija je, premda vrlo važan čimbenik, teško zamjetljiva na prvi pogled, ali se njezino značenje jasno vidi pri analizi cjelokupnoga slijeda karbonatnih naslaga na nekoj karbonatnoj platformi. Usporavanje ili ubrzavanje susbsidencije

ima vrlo značajan utjecaj na taložni prostor, posebice ako je intenzivnije tonjenje uzrokovano sinsedimentacijskom tektonikom. Nekoliko kilometara debele naslage plitkomorskih karbonata Jadranske karbonatne platforme jasno ukazuju na međusobne odnose brzine subsidencije i obroka taloženja kojima su više od 200 milijuna godina održavani uglavnom plitkomorski uvjeti na platformi, odnosno da je tijekom toga vremena tonjenje platforme približno odgovaralo debljini nataloženih karbonatnih sedimenata od otprilike 5.000-8.000 metara.

Sinsedimentacijska tektonika ima bitnu ulogu u preoblikovanju taložnoga prostora i time važan utjecaj na njegovu morfologiju, raspored okoliša taloženja, vrstu i količinu taloga. Pri tomu je ključan čimbenik sposobnost karbonata da vrlo brzo ispunjavaju raspoloživi akomodacijski prostor, što često dovodi do maskiranja elemenata sinsedimentacijske tektonike.

Globalno stanje morske razine, tj. njezino dizanje ili snižavanje, vrlo je važan čimbenik taloženja karbonata. Eustatička razina svjetskih mora je određena udaljenošću od površine mora do neke fiksne točke, primjerice središta Zemlje. Do globalnoga - općega - porasta razine svjetskih mora i oceana može doći zbog promjena volumena oceana pri izdizanju hrptova ili izljevima velikih količina lava na oceanska i morska dna, ali i glacio-eustatičkim promjenama vezanim uz nagla otapanja leda na polovima zbog zatopljavanja ili migracije polova. Globalne oscilacije razine svjetskih mora obično su vezane uz procese riftinga - stvaranja golemih jaraka i hrptova na oceanskim dnima pri regionalnim rasjedanjima.

Na taloženje karbonata vrlo veliku ulogu imaju i relativne oscilacije morske razine uzrokovane lokalnim čimbenicima, osobito tektonikom i međusobnim odnosom obroka subsidencije i taloženja: ako obroci subsidencije nadvisuju obroke taloženja u nekom taložnome prostoru nastaje učinak **relativnoga dizanja morske razine** - produbljavanja, i obratno, ako su obroci subsidencije manji od obroka taloženja uspostavlja se režim **relativnoga snižavanje morske razine** - oplićavanja.

Tijekom **visokoga stanja morske razine** (vidi poglavlje 12.2) more potpuno preplavljuje gotovo sve dijelove karbonatne platforme. Tako se na velikom prostoru uspostavljaju uvjeti izuzetno pogodni za taloženje karbonata, što kao posljedicu ima taloženje debelih slijedova plitkovodnih naslaga.

Tijekom **niskoga stanja morske razine** (vidi poglavlje 12.2) karbonatna produkcija i njezin taložni prostor su bitno suženi, uglavnom na obrubljeni karbonatni šelf ili rub karbonatne platforme, zbog toga što razmjerno malo područje plitkoga mora zadržava povoljne uvjete za karbonatnu produkciju (znatno je smanjena površina "*subtidalne* tvornice karbonata"). Naime, zbog izronjavanja velikoga dijela platforme reducirana je njezina površina preplavljena morem, a veliki je dio izložen subaerskim procesima kemijskoga i fizikalnoga trošenja, tako da se u određenim uvjetima (posebice uz djelovanje tektonike) na padini i u njezinom podnožju mogu akumulirati veća i deblja tijela sastavljena od krupnozrnastoga detritusa - debrita - kako je to iscrpno prikazano u poglavljima 12.2 i 14.2.

Stanje morske razine, posebice porast morske razine - preplavljivanje ili **transgresija** (vidi poglavlje 12.2), kao i visoka morska razina na jednoj i niska morska razina na drugoj strani, određeni su volumenom oceanskog i morskog prostora te volumenom leda u glacijalnim područjima Zemlje, a i jedno i drugo je izravno kontrolirano geotektonskim značajkama i klimom (vidi poglavlje 12.2).

Dubina vode je vrlo važan čimbenik karbonatne sedimentacije. S porastom dubine vode rapidno opada intenzitet **svjetlosti**, pa je samo plitko more dubine do 10 ili 15 m najpogodnije za razvoj organizama čija je životna djelatnost vezana uz fotosintetske procese. Na dubinama većim od 20 m svjetlo može biti vrlo važan limitirajući i kontrolni faktor taloženja karbonata, posebice rasta organskih karbonatnih grebenskih tvorevina, ali i karbonata vezanih uz fotosintetske procese bakterija, lišajeva, morskih trava i drugih biljaka. Donja granica eufotičke zone, koju biolozi definiraju kao razinu na kojoj je uspostavljena ravnoteža između fotosintezom nastalog kisika i resorpcijom potrošenog kisika i do koje je moguć rast organizama, posebice zelenih algi i koralja, u geološkoj se prošlosti, kao i danas, nalazila između 50 i 120 m (Schlager, 1992). Prodiranje svjetlosti u morske dubine prvenstveno zavisi od prozirnosti vode i zemljopisne širine.

Prozirnost vode je izuzetno važan čimbenik tvorbe karbonata zbog kontrole jačine prodiranja Sunčevih zraka - svjetlosti - u morske dubine, kao i zbog utjecaja zamućenja na hranidbene procese pojedinih bentosnih organizama koji grade karbonatne skelete te na ekološke uvjete biljaka koje fotosintetskim procesima sudjeluju u izlučivanju karbonata (odjeljak 2.3.1).

Temperatura je jedan od najvažnijih čimbenika karbonatne produkcije, jer zajedno sa salinitetom kontrolira skupine organizama koji izgrađuju karbonatne skelete, tj. **klorozoanske**, **foramolske** i **kloroalgalne zajednice**, kako je to pobliže objašnjeno u odjeljku 2.3.1. Općenito gledano, što je temperatura vode viša to je moguća veća produkcija karbonata, koja je izravno zavisna od geografske širine. Općenito se može reći da se karbonatne platforme najbolje razvijaju u područjima s razmjerno visokim temperaturama (18-25 °C), u pravilu između 30° zemljopisne širine s jedne i druge strane ekvatora.

Salinitet je, uz temperaturu, ograničavajući čimbenik bioloških zajednica jer pojedine zajednice organizama podnose samo vrlo uski raspon promjena slanosti vode, pa u uvjetima povišenoga ili sniženoga saliniteta ili njegovih izrazitijih varijacija može opstati samo mali broj vrsta, ali nerijetko s velikim brojem jedinki.

Postojanje obilja hranjivih tvari, odnosno raspoloživost nutrijenata, u taložnome okolišu uglavnom nepovoljno djeljuje na intenzivnu produkciju karbonata, premda su hranjive tvari neophodne za organski rast, posebice bentosnih organizama koji izlučuju karbonate (Schlager, 1992). Naime, u uvjetima s obiljem hranjivih tvari osobito se bujno razvijaju organizmi tipični za mekana dna, kao što su zeljaste i mesnate alge, mekani koralji i spužve, a ne grebenotvorni organizmi čijim se rastom stvara čvrsta karbonatna skeletna rešetka. Postojanje obilja hranjivih tvari uzrokuje eksplozivni razvoj planktonskih organizama, što dovodi do smanjenja prozirnosti vode i time usporavanja razvoja zelenih alga i koralja kao najvažnijih proizvođača karbonata. Osim toga, u uvjetima s obiljem hranjivih tvari bitno se povećava razvoj organizama koji uzrokuju bioeroziju i razaranje karbonatnih organogenih grebenskih rešetaka, a time i usporavanje rasta grebena. Najvažniji grebenotvorni organizmi zapravo su zajednice prilagođene životu u uvjetima submarinskih "pustinja" koje imaju posebnu sklonost stvaranja svojega tkiva pomoću Sunčeva svjetla iz u morskoj vodi otopljenih nitrata i fosfata i koje su vrlo djelotvorne u preradi ili recikliranju hranjivih tvari unutar vlastitoga ekološkoga sustava.

Morski plićaci u kojima nastaju velike količine ooidnih pijesaka zapravo su prave "pustinje" na morskome dnu (vidi odjeljak 3.4.1.1) jer se ooidni pijesci pretaložavaju i neprestano migriraju u obliku prudova na pješčanim žalima s visokom energijom plima i valova (odjeljak 13.4.3.1).

Vrsta podloge izravno utječe na biološke zajednice na morskome dnu budući da mnoge vrste i zajednice organizama podnose samo određeni tip podloge koji je uvjetovan međusobnim odnosima taloženja i erozije, brzinom cementacije, intenzitetom inkrustacije i organogenom

produkcijom i prekrivanjem biljnim i životinjskim ostacima.

2.3.1. Regulatori izlučivanja karbonata u plitkim morima

Ovisno o geotektonskim značajkama, tj. tipu karbonatnih platformi (vidi poglavlje 11), te klimi određeni su dubina, temperatura, salinitet, cirkulacija i turbulencija morske vode, jačina olujnih i plimnih struja kao i intenzitet organske produkcije u morskom taložnom prostoru. Mnogi organizmi koji sudjeluju u stvaranju karbonata, poglavito zelene alge i koralji, u najvećim su količinama rasprostranjeni u plitkim i toplim tropskim morima uglavnom u pojasu do 30° južno i sjeverno od ekvatora, a vapnenačke crvene alge (koralinaceje) i mekušci (moluske) i na većim geografskim širinama. Na razvoj plitkomorskih organizama koji sudjeluju u stvaranju karbonata presudan utjecaj imaju temperatura i salinitet mora (Schlager, 1992). S ta dva fizikalno-kemijska parametra izravno su određene tri glavne biogene zajednice u moru: klorozoanska, kloralgalna i foramolska zajednica (Lees & Buller, 1972).

Klorozoanska zajednica (uglavnom hermatipni koralji i vapnenačke alge) može postojati samo u moru čija se temperatura na površini ne spušta ispod 15 °C uz stalni salinitet od 32 do 40‰. Pri povišenju saliniteta iznad 40‰ hermatipni koralji više ne mogu, a zelene alge još uvijek mogu živjeti. Uz tu je zajednicu vezan i postanak ooida, grejpston (*grapestone*) i agregiranih zrna i peleta (vidi poglavlje 3.6 i odjeljke 3.4.1.1, 3.8.2 i 3.8.7).

Kloralgalna zajednica (pretežito zelene alge i neki mekušci bez hermatipnih koralja) živi u morima čija temperatura nije bitno niža od 15 °C uz povišeni salinitet. U toj su zajednici i organizmi koji su glavni regulatori tvorbe peleta (vidi poglavlje 3.3 i odjeljak 3.8.2).

Foramolska zajednica (pretežito bentosne foraminifere, mekušci, bodljikaši, briozoji, koralinacejske alge i ostrakodi) prisutna je u morima čija je temperatura niža od 15 °C, tj. u umjerenim geografskim širinama. Osim navedenih organizama tu se nalaze i muljožderni organizmi koji proizvode fekalne pelete (vidi poglavlje 3.3 i odjeljke 3.8.2.2, 3.8.5 i 3.8.8).

Mnogi organizmi ne podnose veće promjene temperature i saliniteta, pa je u takvim uvjetima broj vrsta u zajednici malen, ali množina primjeraka pojedine vrste može biti vrlo velika, primjerice ogromna količina ceritidnih gastropoda na evaporitnim plimnim ravnicama (*tidal flat*) - plimnim ravnicama sa *sabkhama* (poglavlje 13.2).

Pored temperature i saliniteta morske vode značajni utjecaj na stvaranje karbonata imaju **dubina vode** i njezina **prozirnost**, odnosno **zamućenje**. Pretežiti dio karbonata biokemijskoga podrijetla nastaje u moru dubine od 10 do 15 m, tj. u plitkom potplimnom okolišu ili plitkom *subtidalu*, koji se zbog toga često naziva "**tvornica karbonata**". Značajno stvaranje karbonata je, međutim, omogućeno i u dubinama većim od 15 m sve do donje granice fotičke zone, koja je određena intenzitetom i dubinom do koje prodire Sunčeva svjetlost. Ovisno o prozirnosti ili zamućenju morske vode donja granica fotičke zone spušta se do dubine od stotinu i više metara. Zamućenje morske vode sprečava izlučivanje karbonata jer smanjuje količinu svjetla i time onemogućava rast vapnenačkih alga, morskih trava i biljaka koje fotosintetskim procesima uzrokuju izlučivanje karbonata. Osim toga, mnogi bentosni organizmi s karbonatnim skeletima i ljušturama traže čistu i bistru vodu bez suspendiranoga mulja. Do zamućenja morske vode obično dolazi zbog suspendiranja gline donesene s kopna rijekama, ali i zbog uskovitlavanja vapnenačkoga mulja pri olujama, olujnim valovima i olujnim plimama, kao i životnom djelatnošću riba i drugih organizama koji ruju po muljevitom ili pjeskovitom dnu.

Zagrijavanje, uzburkivanje, isparavanje vode i fotosinteza najintenzivniji su u plitkim, toplim morima i lagunama tropskih i suptropskih klimatskih područja. Zagrijavanje vode Sunčevom energijom najjače je u gornjem dijelu vodenog sloja, i to tamo gdje je vodeni sloj najtanji, tj. tamo gdje je voda najplića jer tu nema miješanja zagrijane vode s hladnijom vodom iz dubine. Zbog istih će razloga zagrijavanje vode biti veće u zaštićenim plićacima, lagunama, zaljevima, zagrebenskim plićacima i salinama na plimnim prudovima nego u otvorenim plićacima u kojima je omogućeno miješanje vode s vodom otvorenog mora.

Biljke i cijanobakterije, koje fotosintetskim i bakteriološkim procesima iz u vodi otopljenog Ca-hidrogenkarbonata uzimaju CO_2, mogu živjeti samo do dubina do kojih prodire Sunčeva svjetlost, tj. u tzv. fotičkoj zoni, a najbujniji im je razvoj vezan za topla i plitka mora. Uloga morskih biljaka, osobito trava i alga, u izlučivanju Ca-karbonata fotosintetskim procesima u petrogenetskom je pogledu izuzetno velika. Istraživanja u današnjim toplim i plitkim morima, primjerice na Jamajci, pokazuju da morske trave s površine od 1 m^2 fotosintetskim procesima izazivaju izlučivanje oko 2.800 g karbonata tijekom jedne godine (Füchtbauer, 1974). Kad taj podatak preračunamo na ukupnu površinu morskih plićaka u kojima rastu morske trave i alge te tome još dodamo i geološko vrijeme, očito je zašto su fotosintetski procesi izuzetno važni pri izlučivanju karbonata, odnosno u stvaranju vapnenaca.

Na taloženje karbonatnoga materijala, tj. postanak vapnenaca, izuzetno veliki utjecaj imaju i organizmi koji svoje skelete i ljušturice izgrađuju od kalcita, aragonita ili Mg-kalcita, jer akumuliranjem tih skeleta i ljuštura nakon uginuća organizama nastaju goleme mase skeletnih vapnenaca. Najpovoljniji ekološki uvjeti za bujan razvoj takvih organizama opet su u plitkim i toplim morima.

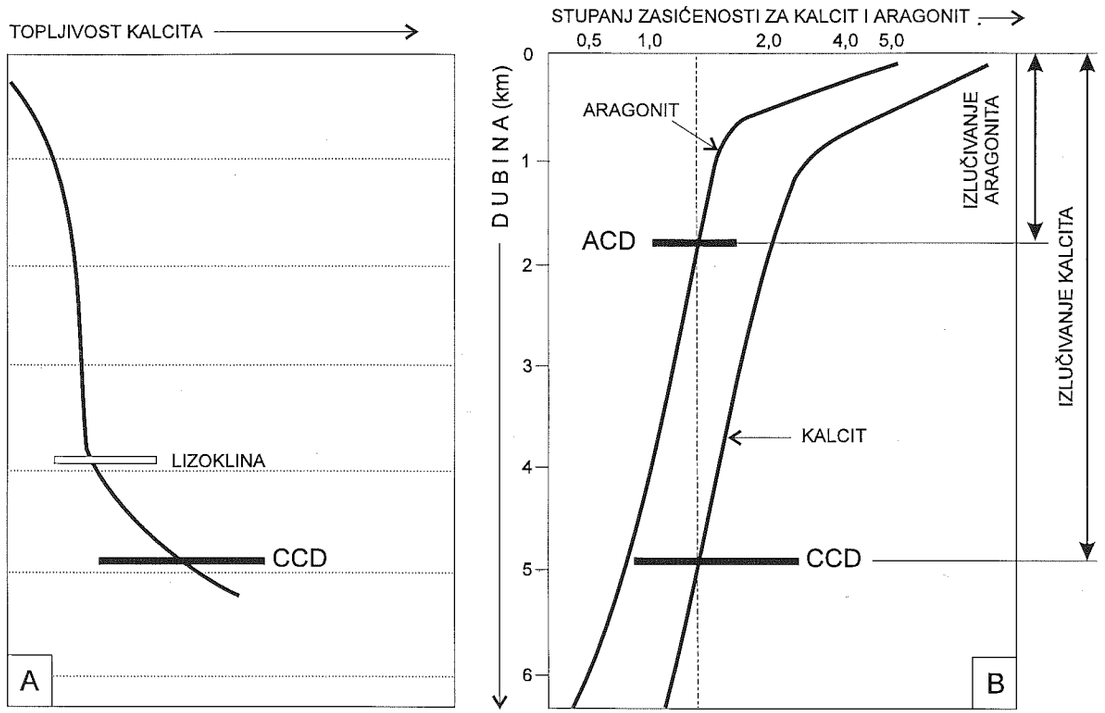
2.3.2. Regulatori izlučivanja karbonata u dubljim morima

U dubljem je moru produkcija karbonata mnogo slabija jer izravno ovisi o stupnju zasićenosti vode Ca-hidrogenkarbonatom, odnosno otopljenim aragonitom i/ili kalcitom, koji se s porastom dubine bitno smanjuje (slika 2-3). Sporija sedimentacija karbonatnog materijala u dubljem moru može biti dodatno zamaskirana većim donosom i intenzivnijim taloženjem siliciklastičnog materijala koji potječe s kopna ili od planktona koji svoje skelete izgrađuju od opala (radiolarijski i dijatomejski muljevi - vidi poglavlje 14.3). Samo su plitka i topla mora prezasićena, a dublji dijelovi svjetskih mora i oceana slabo su zasićeni ili podzasićeni Ca-hidrogenkarbonatom, pa su u njima otežani, odnosno onemogućeni izlučivanje i stabilnost Ca-karbonata (slika 2-3).

Dubina vode na kojoj je topljivost kalcita jednaka njegovu izlučivanju, što je u vezi s prije spomenutim smanjenjem koncentracije Ca-hidrogenkarbonata s porastom dubine vode, naziva se **kalcitna kompenzacijska dubina** ili CCD (*calcite compensation depth*). Iznad te dubine voda sadrži višak otopljenog Ca-hidrogenkarbonata pa je moguće izlučivanje kalcita i on je tu stabilan, a ispod te dubine kalcit je nestabilan i otapa se jer je voda podzasićena u odnosu na kalcit, pa se tu on ne može izlučivati (sl. 2-3).

Dubina na kojoj neposredno iznad CCD-granične crte pri jednoličnom porastu dubine naglo raste topljivost kalcita naziva se **lisoklina** (*lysocline*). Naime, porast topljivosti kalcita ima gotovo linearno kretanje s porastom dubine mora sve do neposredno iznad CCD-granične crte, gdje za samo mali porast dubine naglo raste topljivost kalcita da bi na CCD-graničnoj crti topljivost dosegla apsolutni maksimum, tj. u morskoj vodi više nema kalcita (sl. 2-3A).

Aragonitna kompenzacijska dubina ili ACD (*aragonite compensation depth*) je definirana dubinom vode na kojoj je topljivost aragonita jedna-



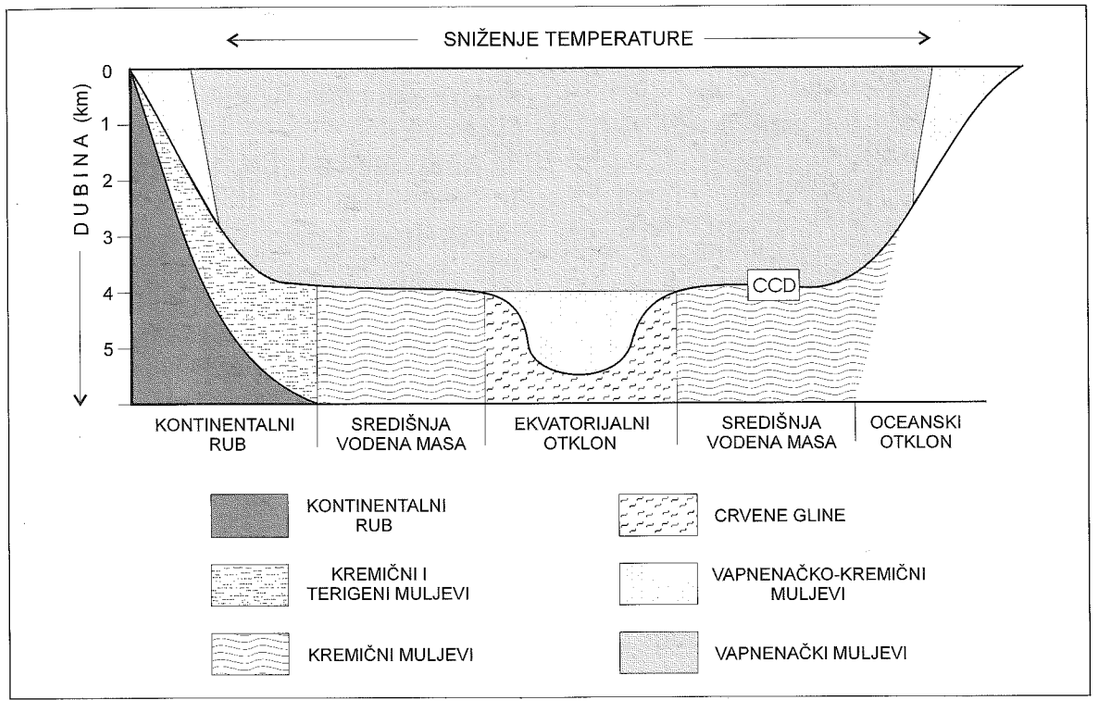
Slika 2-3 **A** - Porast stupnja topljivosti kalcita s porastom dubine mora, položaj lizokline i CCD granične crte u Tihom oceanu. **B** - Položaji ACD i CCD graničnih crta s krivuljama opadanja stupnja zasićenosti morske vode kalcitom i aragonitom u ovisnosti od porasta dubine mora u Atlantskom oceanu (uz manje dopune iz Jenkyns, 1986; Scholle et al., 1983).

ka njegovu izlučivanju, a bitno je plića od kalcitne kompenzacijske dubine CCD (sl. 2-3B). U Atlantskom oceanu u umjerenim zemljopisnim širinama nalazi se na dubinama od 1.700 do 1.800 m (Scholle et al., 1983).

Položaji CCD i ACD graničnih crta varirali su tijekom geološke povijesti Zemlje u dosta širokim granicama u vezi s globalnim stanjem morske razine i, slično kao i danas, u ovisnosti od geografske širine, temperature i saliniteta.

U današnjim svjetskim morima CCD-granična crta varira zavisno o geografskoj širini, temperaturi i salinitetu oceana i mora (sl. 2-4): u ekvatorijalnom se pojasu Tihog oceana CCD nalazi na dubini između 4.500 i 5.000 m (Leggett, 1985). Između 40° sjeverne i 40° južne zemljopisne širine u Atlantskom se oceanu nalazi između 4.400 i 4.900 m, pri čemu je u ekvatorijalnome pojasu na dubini i nešto većoj od 5.000 m, a na sve manjoj dubini na sve većim zemljopisnim širinama. Na većim zemljopisnim širinama, tj. od 40° do 50°, ona se diže na oko 1.000 do 2.000 m dubine, a na širinama iznad 60° i znatno iznad 1.000 m dubine (Jenkyns, 1986).

U morima u geološkoj prošlosti položaj CCD je varirao između 3.000 i 5.000 m, ovisno o globalnom stanju morske razine, temperaturi, klimatskim i drugim fizikalno-kemijskim uvjetima te o geografskoj širini. Prema Bergeru et al. (1981) tijekom kenozoika CCD-granična crta jako je



Slika 2-4 Shematski prikaz rasporeda karbonatnih facijesa u dubokom moru (Tihi ocean) ovisno o položaju CCD-granične crte s obzirom na geografsku širinu glavnih vodenih masa i položaj rubova kontinenata (iz Legget, 1985; Ramsay, 1977).

varirala u vremenu i prostoru. U Atlantskom oceanu, primjerice, tijekom mlađega eocena bila je na dubini nešto manjoj od 3.800 m, tijekom oligocena na približno 4.000 m, da bi tijekom srednjega miocena dosegla, usporedno s globalnim dizanjem morske razine, dubinu od samo 3.200 m. Tijekom pliocena i kvartara ponovno se, usporedno s globalnim snižavanjem morske razine, spustila na dubinu veću od 4.300 m. Varijacije CCD-granične crte izravno su povezane s globalnom eustatikom, tj. globalnim dizanjima i spuštanjima morske razine. Naime, pri globalnom porastu morske razine CCD se u svjetskim morima nalazi razmjerno plitko zbog snažne karbonatne sedimentacije na velikom prostoru preplavljenih kontinentalnih šelfova, a pri globalnom snižavanju morske razine, odnosno tijekom maksimalne regresije, ona se spušta dublje usporedno sa sužavanjem marinskoga prostora između kontinenata i razmjerno malih područja plitkomorskih taložnih sustava (Berger et al., 1981).

Položaj CCD i ACD određuje polje stabilnosti kalcita, odnosno aragonita u moru, iz čega jasno proizlazi da na velikim morskim dubinama (ispod CCD-granične crte) nema karbonatne sedimentacije (sl. 2-4).

Povećanje topljivosti karbonata porastom dubine vode izravno je povezano s padom temperature i povišenjem hidrostatičkoga tlaka, a s tim u

vezi i topljivosti CO_2 u njoj. Povišenje hidrostatičkoga tlaka i snižavanje temperature sprečava izlučivanje, a povećava topljivost karbonata. Aragonit je, primjerice, više od triput topljiviji kod hidrostatičkoga tlaka od 1.000 bara, tj. na oko 10.000 m dubine, nego kod normalnoga atmosferskoga tlaka. S druge pak strane, stupanj zasićenja morske vode aragonitom u vodama Atlantskog oceana opada od 4 na površini na 1,2 na dubini od oko 750 m, a zatim od 1,2 razmjerno postupno opada na 1 s porastom dubine sve do ACD-granične crte (oko 1.800 m). Ispod ACD-granične crte sve do dubine od oko 6.000 m morska je voda Atlantskog oceana sve jače podzasićena u odnosu na aragonit uz približno linearni trend opadanja stupnja podzasićenja s porastom dubine (sl. 2-3B).

Stupanj zasićenja morske vode kalcitom u Atlantskom oceanu prema Scholleu et al. (1983) naglo opada od 5,2 na morskoj površini na približno 1,8 na dubini od oko 1.400 m, a zatim sve do CCD-granične crte (oko 5.000 m), pa ispod nje do 6.000 m, razmjerno postupno i linearno s porastom dubine (sl. 2-3B).

Kad sumiramo, dakle, sve nabrojene fizikalne, kemijske i biološke uvjete koji reguliraju izlučivanje i taloženje Ca-karbonata, tad je očito da optimalne uvjete za postanak vapnenaca pružaju plitka mora s visokom temperaturom vode, malim donosom terigenog materijala i povoljnim ekološkim uvjetima za život organizama koji svoje skelete i ljušture izgrađuju od karbonatnih minerala.

2.4. Obroci taloženja karbonata

Obroci taloženja ili akumulacije karbonatnih sedimenata, posebice onih vezanih uz životnu djelatnost organizama, mogu biti vrlo veliki, ali i znatno različiti od okoliša do okoliša. To se može ilustrirati s nekoliko podataka iz svjetske i domaće literature:

- u današnjim morima (iz Tucker & Wright, 1990):
  - na grebenskim pličinama 0,5-1,5 m na 1.000 godina;
  - u zagrebenskim lagunama 0,1-0,5 m na 1.000 godina;
  - na čelima koraljnih grebena 6,0 m na 1.000 godina;
  - u plitkim morima prosječno 1,0 m na 1.000 godina;
- holocenski vapnenci Bahame i Bermuda 2,3 m na 1.000 godina;
- gornjokredni vapnenci Bahamske platforme 40 mm na 1.000 godina;
- barem-aptski vapnenci francuskih Alpa 50 mm na 1.000 godina;
- gornjopermski vapnenci zapadnog Texasa 50 mm na 1.000 godina.

Za mezozojske karbonatne stijene Jadranske karbonatne platforme dobivaju se vrijednosti od približno 10 do 50 mm na 1.000 godina:

- malmski plitkomorski vapnenci zapadnoga Gorskoga kotara debljine od oko 900 m (Tišljar & Velić, 1993) imali su prosječni obrok taloženja 42 mm na 1.000 godina;
- malmski plitkomorski vapnenci Biokova čija je debljina oko 585 m (Tišljar et al., 1989) prosječno 27 mm na 1.000 godina;
- gornjotitonski vapnenci zapadne Istre ukupne debljine od 50 do 70 m prosječno 33 mm na 1.000 godina (Vlahović, 1999);
- donjokredni plimni vapnenci Biokova čija debljina iznosi oko 1.090 m (Tišljar et al., 1983a) prosječno 31 mm na 1.000 godina;
- donjokredni plimni vapnenci zaleđa Dubrovnika čija debljina iznosi oko 930 m (Tišljar & Velić, 1991) prosječno 26 mm na 1.000 godina;

- donjokredni plitkomorski vapnenci Istre imali su vrlo varijabilne obroke taloženja (Vlahović, 1999): otrivski periplimni vapnenci prosječno 21 mm, baremski prosječno 15 mm, a donjoaptski lagunski onkolitni vapnenci prosječno samo oko 7 mm na 1.000 godina;
- turonsko-santonsko-kampanski dubljevodni vapnenci otoka Brača čija je debljina prema Gušiću & Jelaski (1990) oko 895 m daju prosječnu vrijednost od 43 mm na 1.000 godina.

3. Primarni karbonatni strukturni sastojci vapnenaca

Vapnenci se sastoje od primarnih karbonatnih strukturnih sastojaka i od naknadno, nakon taloženja, tijekom dijageneze izlučenih autigenih karbonatnih minerala. Primarnim strukturnim sastojcima pripadaju karbonatna zrna ili čestice (*particles*) i vrlo sitni karbonatni mulj, općenito u vapnencima poznat pod nazivom mikrit. To su, dakle, sastojci koji su nastali organskim, biokemijskim ili anorganskim procesima prije samog taloženja i koji su mehanički taloženi kao karbonatni talog obično nakon dužeg ili kraćeg prijenosa vodom. Nakon taloženja, tijekom dijageneze izlučeni autigeni karbonatni sastojci vapnenaca jesu kalcitni i aragonitni cementi, kao i neomorfni kalciti nastali rekristalizacijskim procesima, za koje se obično koristi naziv **sparit** ili **sparitni kalcit**. O tim sastojcima iscrpnije se govori u poglavljima o dijagenezi vapnenaca (5.1, 5.4, 5.5 i 5.8).

Primarni karbonatni strukturni sastojci vapnenaca po svojem postanku mogu biti organskog, odnosno biogenog, anorganskog i mješovito anorgansko-organskog podrijetla. Striktna podjela na organske i anorganske sastojke nije moguća, jer postoji vrlo bliska isprepletenost i međusobna ovisnost organskog i anorganskog načina postanka primarnih strukturnih sastojaka vapnenaca, što nije uvijek moguće egzaktno razgraničiti. Primjerice, karbonatni mulj koji je nastao izlučivanjem karbonata anorganskim procesima i karbonatni mulj nastao izlučivanjem zbog fotosintetskih procesa alga i morskih trava međusobno se uopće ne mogu razlikovati. Običnim petrografskim mikroskopom od tih se dvaju tipova ne može razlikovati niti mulj nastao procesima bioerozije. Zbog toga se primarni karbonatni strukturni sastojci vapnenaca obično dijele na skeletne i neskeletne sastojke.

Skeletni su **sastojci** vapnenaca oni koji se sastoje od jednog ili više karbonatnih skeleta ili sitnog kršja skeleta ili ljuštura. Za njih je uobičajeni naziv fosil, fosilni detritus, biodetritus ili bioklast, tj. fragment skeleta.

Neskeletni sastojci vapnenaca one su komponente vapnenaca koje ne sadrže skelete ili sitno kršje skeleta ili ljuštura ili one koje očito ne potječu od skeletnog materijala mikroorganizama, invertebrata ili vapnenačkih skeleta biljaka.

U ovoj knjizi, bez obzira na organsko ili anorgansko podrijetlo, primarni se karbonatni strukturni sastojci navode prema njihovim strukturnim značajkama, načinu i uvjetima postanka uz objašnjenje udjela sudjelovanja anorganskih i/ili organskih procesa u njihovu postanku. Osnovne vrste primarnih karbonatnih strukturnih sastojaka iz grupe zrna (partikula) jesu intraklasti, plastiklasti, peleti, peloidi, agregirana ili grejpston zrna (*grapestone*), obavijena zrna (ooidi i onkoidi), kortoidi i bioklasti ili skeletna zrna, tj. fosili. U skupinu primarnih karbonatnih strukturnih sastojaka ubraja se i karbonatni mulj, odnosno mikrit.

3.1. Karbonatni mulj ili karbonatni matriks - mikrit

Za karbonatni mulj, primarni sitni sastojak vapnenačkih taloga koji u litificiranom vapnencu nazivamo mikrit, općenito je primijenjeno nekoliko termina: **mikrit** (Folk, 1959), **kalcilutit** (Grabau, 1913), **karbonatni mulj** (Dunham, 1962), **temeljna masa** (Flügel, 1982) ili **matriks** (Tucker & Wright, 1990). No, bez obzira na takvu terminološku šarolikost, općeprihvaćeni je termin mikrit, a ostali su termini njegovi sinonimi.

Mikrit *je danas općenito shvaćen kao vrlo sitan matriks vapnenaca koji se sastoji od karbonatnih čestica ili kristalića promjera <30 μm, odnosno čestica i kristalića manjih od debljine mikroskopskog izbruska, bez obzira je li on jedini sastojak nekog vapnenca tipa mikrita ili se u obliku osnovne mase ili matriksa pojavljuje zajedno s drugim karbonatnim strukturnim sastojcima poput fosila (= biomikrit), peleta (= pelmikrit), onkoida (= onkomikrit) ili intraklasta (= intramikrit)*, kako je to podrobnije objašnjeno u poglavlju 4.2.

Termin *micrite* uveo je Folk (1959) i definirao ga kao **ortokemijski sastojak** sastavljen od karbonatnih čestica i kristala promjera <4 μm. Tijekom kasnijih istraživanja utvrđeno je da mikriti mogu sadržavati i čestice većih dimenzija od 4 μm te da one uglavnom nisu samo ortokemijskog već i drukčijeg, vrlo različitog podrijetla. Danas se pod općeprihvaćenim Folkovim terminom mikrit pri mikroskopskim istraživanjima vapnenaca podrazumijeva sav sitni mehanički i biokemijski taloženi karbonatni materijal s česticama promjera do 30 μm (= debljina mikroskopskog izbruska). Neki autori tu granicu spuštaju na 20 μm (Dunham, 1962), a drugi proširuju na 63 μm (Tucker & Wright, 1990).

Mikrit ili matriks većine vapnenaca, kako to pokazuju brojna elektronskomikroskopska istraživanja (SEM) čistih mikritnih, ali i biomikritnih, pelmikritnih i drugih tipova vapnenaca taloženih u različitim uvjetima i okolišima, je u pravilu sastavljen od izometričnih kristalića promjera između 1 i 3 μm ili pak mozaičnih kristala promjera 4 do 10 μm, a ponegdje i čestica nastalih drobljenjem skeleta promjera i znatno većeg od 10 μm, ali i manjeg od 1 μm. Zbog toga se, uz opći termin mikrit, još koriste i drugi nazivi za njegovu podjelu prema veličini čestica:

- **minimikrit**, ako su čestice promjera <1 μm (Folk, 1974),
- **mikrit**, ako su čestice promjera od 1 do 4 μm, i
- **mikrosparit**, ako su čestice i kristalići promjera od 5 do 10 μm, ili najčešće 5-6 μm (Folk, 1959).

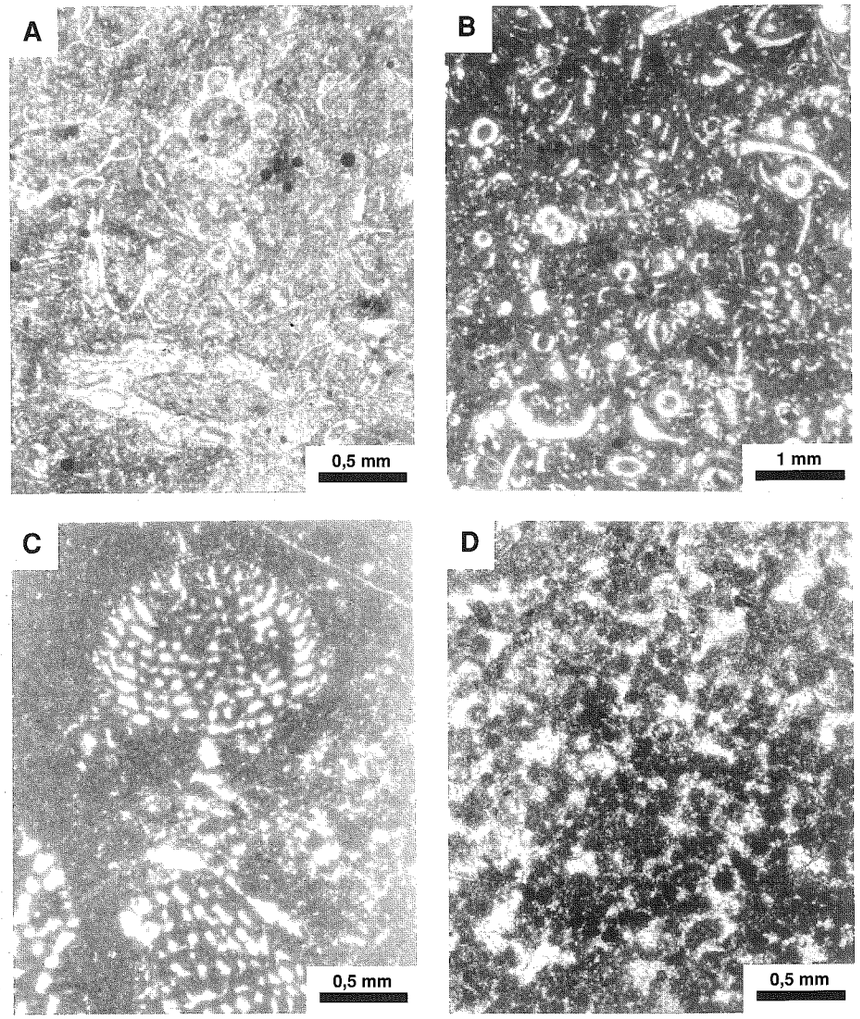
Termin **mikrosparit** danas je uglavnom dobio drukčije značenje od prvobitnoga i najčešće se primjenjuje za označavanje i opis mikrokristalastih kalcitnih agregata koji su nastali procesima rekristalizacije ili neomorfizma mikrita tijekom ranodijagenetskih procesa u meteorskoj zoni ili tijekom kasne dijageneze na većoj dubini prekrivanja (poglavlje 5.5).

U slučajevima dijagenetskih rekristalizacijskih procesa (neomorfizma), mikritni matriks može biti manje-više intenzivno rekristaliziran i pretvoren u agregate mozaičnih kalcitnih kristala promjera i većeg od 15 μm (tj. veće od onih kod mikrosparita) - obično između 15 i 30, pa i više od 30 μm, pa je to onda **pseudosparit** (Tucker & Wright, 1990).

U mikroskopskim izbruscima vapnenaca promatranim običnim polarizacijskim petrografskim mikroskopom mikrit izgleda kao gusta, u prolaznome svjetlu slabo prozirna kalcitna masa sastavljena od alotriomorfnih do hipidiomorfnih kalcitnih kristalića s međusobno ravnim ili svinutim kontaktima (sl. 3-1A, B i C).

Razlike između mikrosparita i pseudosparita nastalih rekristalizacijskim ili neomorfnim dijagenetskim procesima i sparita izlučenog u obliku cementa, odnosno sparitnog kalcitnog cementa, kao i nomenklatura i terminologija za označavanje mikroskopskih strukturnih značajki mikrita, mikrosparita, pseudosparita i sparita s obzirom na veličine kristala, podrobnije su prikazane u poglavlju 5.5.

Recentni karbonatni muljevi su, kako je to iscrpnije objašnjeno u poglavlju 2.1, sastavljeni od aragonita, niskomagnezijskog i visokomagnezijskog kalcita ili od kalcita, a mikrit ili karbonatni matriks u vapnencima samo od kalcita i niskomagnezijskog kalcita jer su nestabilni aragonit i visokomagnezijski kalcit tijekom dijageneze transformirani u stabilni kalcit (poglavlje 5.2). Aragonit u karbonatnom mulju uglavnom potječe od usitnjavanja skeleta zelenih alga, manjim dijelom



Slika 3-1 Mikroskopski izbrusci mikritnih vapnenaca. **A** - Haracejski biomikrit (vekston) sastavljen od gusto pakiranog mikrita koji sadrži sitne grudice pirita (crno), sitne algalne bioklaste i kružne presjeke skeleta haraceja. Poprečni presjeci skeleta haraceja imaju prstenasti oblik i stijenke s malim kružnim otvorima (gore u sredini). Okoliš taloženja: oslađena laguna ili izolirani zaljev. Tercijar (paleogen), Koljani - zapadna Hercegovina. **B** - Salpingoporelski biomikrit (vekston): skeleti i bioklasti dasikladacejskih alga (*Salpingoporella annulata*) u gustoj mikritnoj temeljnoj masi. Prvi (A) član ciklusa oplićavanja naviše prikazanog na sl. 12-6, tj. biomikrit taložen u niskoenergijskoj potplimnoj zoni (*subtidal*). Jura (gornji titon), Zlatni rt - Rovinj. **C** - Orbitolinski biomikrit (vekston) s ljušturicama bentosnih foraminifera (*Palorbitolina lenticularis*) u gusto pakiranom mikritu (gore i lijevo) i mrvičastom mikritu (desno dolje). Okoliš taloženja: niskoenergijska potplimna zona (*shallow subtidal*) ili laguna. Donja kreda (donji apt), Dinara. **D** - Mrvičasti mikrit: "mrvice" promjera 0,08-0,15 mm nastale kohezivnim povezivanjem i/ili aglutinacijom karbonatnog mulja u niskoenergijskom plićaku ili laguni. U međuprostorima "mrvica" izlučen je mozaični kalcitni cement kojim su "mrvice" litificirane u čvrstu stijenu - vapnenac. Drugi član ciklusa oplićavanja naviše prikazanih na sl. 12-7A. Jura (gornji titon), kamenolom Mondolaco kod Rovinja.

i gastropoda, niskomagnezijski kalcit od sitnih prstenova i diskova kokolita promjera od 2-20 µm i usitnjenih ljušturica planktonskih foraminifera, a visokomagnezijski kalcit od usitnjavanja crvenih alga i bentosnih foraminifera. Dio aragonita i Mg-kalcita, posebice visokomagnezijskog kalcita, u karbonatnom mulju može potjecati od izravne anorganske precipitacije, kao i od biomineralizacije i bioerozije.

Postanak karbonatnoga mulja, odnosno mikrita u čvrstoj stijeni - vapnencu, predmet je mnogih znanstvenih rasprava zbog različitih tumačenja njegova nastanka. Bez svake je sumnje, međutim, da on može nastati na različite načine, dakle, da je poligenetskog podrijetla, od kojih su najvažniji:

- mehaničko usitnjavanje skeleta invertebrata;
- kemijsko izlučivanje aragonita u toplim morima (neke pojave oblaka aragonitnog mulja ili aragonitnih bjelina = *whitings*);
- izravna biogena akumulacija sitnih fragmenata skeleta vapnenačkih alga i kokolita;
- izlučivanje sitnih kristalića Ca-karbonata zbog fotosintetskih procesa biljaka i bakterioloških procesa cijanobakterija;
- izlučivanje Ca-karbonata djelatnošću bakterija, posebice bakterija koje reduciraju sulfate, te aktivnošću bakterija koje razgrađuju organsku tvar;
- djelatnost endolitnih alga koje buše i razaraju podlogu na kojoj rastu (bioerozija);
- akumulacija vrlo sitnog detritusa nastalog procesima bioerozije vapnenaca koju uzrokuju gljivice, cijanobakterije, zelene alge, spužve, briozoji, moluske, crvi, bodljikaši i artropodi, te
- abrazija i mehaničko usitnjavanje vapnenaca.

U svim tim slučajevima mikrit je pravi matriks koji se u obliku sitnoga karbonatnog mulja taložio ili kao čisti sitni karbonatni detritus ili zajedno s krupnijim karbonatnim zrnima, tj. skeletnim i neskeletnim primarnim strukturnim sastojcima, na čemu se i temelje klasifikacije vapnenaca (poglavlja 4.1. i 4.2). U vapnencima, međutim, možemo naći i **mikrokristalasti kalcit** nastao naknadnim rekristalizacijskim procesima ili izlučivanjem mikrokristalastog, mikritnog cementa, kojeg ne smijemo shvatiti kao matriks, odnosno mikrit (poglavlja 5.4 i 5.5).

Istraživanja recentnih karbonatnih muljeva elektronskim mikroskopom, primjerice u Florida Bayu, pokazuju da se 70-80 % frakcije <125 µm sastoji od sitnog kršja molusaka, a da u sitnijim frakcijama prevladavaju sitno razdrobljeni, zapravo u sitno karbonatno "brašno" samljeveni skeleti zelenih alga, gastropoda i pelecipoda. S druge pak strane, sitni aragonitni muljevi s povećanim sadržajem stroncija uglavnom potječu od usitnjavanja skeleta zelenih alga, a dominantan se dio karbonatnih muljeva u Crnom moru sastoji od vrlo sitnih kokolita i to nisu anorganski precipitati (aragonitne bjeline) kako se prije smatralo. Dapače, i poznate aragonitne bjeline na Bahamima, koje se sastoje od aragonita i visokomagnezijskog kalcita s 10-20 molarnih % $MgCO_3$, nisu čisti anorganski precipitati, već su to smjese sitnorazdrobljenih skeleta i oko njih kao jezgara izlučenog aragonita (Füchtbauer, 1974). Većina današnjih karbonatnih muljeva na Bahamskoj karbonatnoj platformi potječu od dezintegracije - usitnjavanja - skeleta vapnenačkih alga, poglavito kodiaceja poput *Halimeda* i *Penicillusa* (Neumann & Land, 1975), a većina muljeva Florida Keysa, koji sadrže 38-68 % aragonita i 24-53 % visokomagnezijskog kalcita, potječe od lomljenja kodiacejskih alga i vlati trava roda *Thalassia* uz prosječnu godišnju produkciju od oko 500 g mulja po četvornome metru (Bosence et al., 1985).

Izravno biogeno izlučivanje čestica karbonatnoga mulja je široko rasprostranjeno u toplim morima i često opaženo zajedno s taloženjem sitnorazdrobljenih skeleta morskih biljaka i kokolitoferida (*Coccolithopherida*). Fotosintetski procesi, poglavito alga, glavni su čimbenik postanka

karbonatnih čestica mnogih plitkomorskih karbonatnih muljeva, a velike količine mikrita ili karbonatnog matriksa nastaju u plitkim rubnim morskim okolišima, kao i slatkovodnim okolišima, pri fotosintetskim procesima alga i cijanobakterija (Monty & Hardie, 1976).

Karbonatni muljevi, odnosno mikrit i mikritni matriks u vapnencima, mogu po podrijetlu biti i čisti kemijski precipitati nastali izlučivanjem iz morske vode pri povišenju temperature i saliniteta. Promjene parcijalnoga tlaka CO_2 također mogu izazvati anorgansko izlučivanje karbonatnih čestica iz vode, kako morske tako i one u jezerima. "Oblaci karbonatnog mulja" ili "aragonitne bjeline" (*whitings*) u Arabskom zaljevu interpretirani su kao anorganski precipitati (Shinn et al., 1989), ali je za neke od njih utvrđeno da zapravo predstavljaju uzmućivanja mulja u plićacima uzrokovana ribljim jatima koja svoju hranu traže na muljevitom morskom dnu (Tucker & Wright, 1990). Porast temperature ili sniženje parcijalnoga tlaka glavni su regulatori anorganskog izlučivanja karbonata u jezerima (Jones & Bowser, 1978). Pri tome porast temperature kao čimbenik izlučivanja karbonata iz jezerske vode ima posebno značenje u priobalnim plićacima, a sniženje parcijalnoga tlaka CO_2 izaziva izlučivanje $CaCO_3$ zbog otplinjavanja, tj. otpuštanja slobodnog CO_2 iz vode i/ili CO_2 vezanog na Ca-hidrogenkarbonat u vodi. Takvo je otpuštanje ili otplinjavanje CO_2 usko povezano s pokretanjem, uzburkivanjem i prskanjem vode u zoni djelatnosti valova.

Djelatnost endolitnih alga koje buše i razaraju podlogu na kojoj rastu, dakle **bioerozija**, proizvodi značajnu količinu karbonatnoga mulja. Posebice su pri stvaranju karbonatnoga mulja značajni svi načini bioerozije organogenih grebena, tj. procesi ubušivanja, struganja, lomljenja i rovanja (Schroeder & Zankl, 1974). Najsnažniji bioerozijski učinci na grebenima izazvani su djelatnošću alga, cijanobakterija, gljivica, spužvi, molusaka, polihaeta (= serpulitni crvi) i bodljikaša (Golubić et al., 1975; Warme, 1977; Hutchings & Bamber, 1985). Mikriti i peletni mikriti dubljevodnih predgrebenskih i padinskih sedimenata Jamajke su, primjerice, gotovo isključivo nastali kao produkti bioerozije i mikritne cementacije (Land & Moore, 1980).

Veličina i oblik izlučenih karbonatnih kristala koji tvore karbonatni mulj izravno su povezani sa stupnjem zasićenja vode Ca-hidrogenkarbonatom: iz niskozasićenih voda izlučuju se krupniji i dobro oblikovani kristali i obratno, iz visokozasićenih voda izlučuju se sitniji kristali (Kelts & Hsü, 1978).

Uz mikrit se u vapnencima često pojavljuje i mikrit s mrvičastom strukturom ili tzv. **mrvičasti mikrit** (*clotted micrite*), odnosno **vapnenci grumelozne strukture** (*structure grumeleuse* - Cayeux, 1935), koji se sastoji od sitnih, u grudice ili poluzaobljene mrvice promjera od 30 do 150 μm nakupljenih kriptokristalastih čestica i između njih sparitnog kalcita (sl. 3-1D). Mrvičasti mikrit nastaje kao posljedica sinsedimentacijskog prerađivanja i pretaložavanja mekanog, rahlog, ali već kohezijski povezanog karbonatnog mulja koji je zbog kohezivnih sila nakon pretaložavanja ostao koaguliran u sitne mrvice i nije se dispergirao u pojedinačne sastavne dijelove (Illing, 1954). Ovaj tip mikrita karakterističan je za mirne zaštićene plićake i lagune bez utjecaja jače energije vode. Sparitni kalcit između mrvica u tom je slučaju cement kojim su te mrvice vezane u čvrsti vapnenac. Grumelozna struktura vapnenaca može nastati dijagenetskim procesima pri djelomičnoj rekristalizaciji mikrita, o čemu se iscrpnije govori u poglavlju 5.5.

3.2. Intraklasti i plastiklasti

Intraklasti *su karbonatna zrna, odnosno fragmenti, nastali unutar sedimentacijskog prostora, pretaložavanjem slabije ili jače očvrsnutih karbonatnih taloga neposredno nakon njihova taloženja* (sl. 13-21A, B i C). Ako pokazuju tragove plastičnih deformacija nastalih dok su još bili mekani i plastični nazivaju se **plastiklasti** ili, ako su dimenzija većih od dimenzija pijeska, **muljevite valutice** (*mud pebbles*).

Za razliku od intraklasta **ekstraklasti** (ili **litoklasti**) karbonatna su zrna, tj. klasti vapnenaca, nastali erozijom i abrazijom starijih vapnenaca izvan sedimentacijskog bazena u kojemu se takvi ekstraklasti ili litoklasti talože. Stijene koje se pretežito sastoje od intraklasta promjera <2 mm definirane su kao **intraklastični vapnenci** (poglavlja 4.1 i 4.2), a stijene pretežito sastavljene od ekstraklasta dimenzija pijeska kao klastični sedimenti - **kalklititni pješčenjaci** (poglavlje 7.4), ili ako su pretežito sastavljene od ekstraklasta ili litoklasta dimenzija >2 mm kao **ekstraformacijske breče** (odjeljak 7.2.2).

Vapnenci pretežito sastavljeni od intraklasta >2 mm pripadaju **intraformacijskim brečama** ili **konglomeratima** (odjeljak 7.2.1).

Razlikovanje intraklasta od ekstraklasta ili litoklasta u vapnencima vrlo je teško i problematično ako ekstraklasti ne sadrže provodne mikrofosile. Temeljno pravilo razlikovanja intraklasta od ekstraklasta jest sljedeće: dok intraklasti svojom unutarnjom građom, sastavom i strukturom uvijek odgovaraju, s obzirom na uvjete i okoliš taloženja, litofacijes i biofacijes, vapnencima u kojima se pojavljuju jer su nastali u istome sedimentacijskom prostoru u istoj kronostratigrafskoj jedinici kao i vapnenci u kojima se nalaze, dotle kod ekstraklasta ili litoklasta to nije slučaj. Naime, intraklasti nastaju unutar sedimentacijskog okoliša razaranjem i pretaložavanjem tek nataloženih karbonatnih sedimenata, pa se ne mogu bitnije razlikovati od sedimenta u podini. Po sastavu, strukturi, biofacijesu i litofacijesu oni obično odgovaraju podinskome sloju ili istodobnome bočnom sloju jer su od njega i nastali. Ekstraklasti koji nastaju trošenjem i erozijom starijih vapnenaca na obalama ili dalje na kopnenome području izvan sedimentacijskog prostora u koji su doneseni vodenim ili gravitacijskim tokovima u pravilu pokazuju bitne razlike u sastavu, flori, fauni i litofacijesnim značajkama od vapnenaca u koje su uloženi. Oni, primjerice, mogu nastati pri eroziji jurskih grebenskih vapnenaca na obali ili zaleđu bazena, a taložiti se tijekom tercijara u lagunskim okolišima.

Intraklasti mogu imati vrlo različite dimenzije, oblik i unutarnje strukture, što ovisi o sastavu, strukturi i teksturi karbonatnog sedimenta koji je razaran i pretaložavan, načinu postanka, energiji vode i dužini trajanja prijenosa zrna prije nego što su konačno taložena. U nekome intraklastičnom vapnencu intraklasti su obično slabo sortirani, slabo do dobro zaobljeni, promjera od nekoliko desetinki milimetra pa do nekoliko centimetara (sl. 13-21A, B i C). Vrlo često imaju mikritnu, fenestralno-mikritnu, pelmikritnu, biomikritnu, stromatolitnu, rjeđe i pelsparitnu, oosparitnu ili biosparitnu strukturu, a u istom uzorku vapnenca obično se pojavljuju s drugim strukturnim tipovima karbonatnih zrna (sl. 13-21B). Ako su dobro sortirani i dobro zaobljeni vrlo ih je teško, ponegdje i nemoguće, razlikovati od peloida i peleta (sl. 13-12D).

Danas se općenito smatra da intraklasti mogu nastati na različite načine, premda im je zajednička značajka da nastaju unutar sedimentacijskog prostora pretaložavanjem još poluočvrsnutih, tek nešto prije taloženih karbonatnih sedimenata. Najvažniji načini njihova postanka jesu:

- uskovitlavanje i pretaložavanje mekanih sedimenata na dnu zbog djelatnosti valova i morskih struja ili životnom djelatnošću organizama, pri čemu nastaju mekani, plastični intraklasti (plastiklasti ili muljevite valutice). Za njih su karakteristične plastične deformacije i utiskivanja tvrđih zrna u mekša zrna koja su zbog toga plastično deformirana. Vapnenci pretežito sastavljeni od krupnijih plastiklasta ili muljevitih valutica nazivaju se ***mud pebble*** **konglomerati**, koji su tipični primjeri intraformacijskih konglomerata u plitkomorskim vapnencima (odjeljak 7.2.1).

- Životna djelatnost organizama koji ruju i prekopavaju mulj, tj. bioturbiranje sedimenta (tzv. *pseudointraklasti*).
- Isušivanje i pucanje mulja u plimnom (*intertidal*) i natplimnom (*supratidal*) okolišu, tj. tvorba desikacijskih pukotina zbog kojih se pri ponovnim preplavljivanjima kidaju površinski raspucani dijelovi sedimenta i tako nastali komadi prenose strujama plime i oseke ili valova. Na taj način nastaju i **desikacijske breče** i **breče s plosnatim fragmentima** = *edgewise breccia* (vidi odjeljke 7.2.1 i 13.2.1).
- Resedimentacija nepotpuno očvrsnutih taloga koji su lokalnim klizanjima i slampovima više ili manje raskinuti i razlomljeni.

Poseban tip intraklasta ili ekstraklasta promjera >2 mm jesu **crne valutice** ili *black pebbles* (sl. 13-21D), koje su nastale erozijom i pretaložavanjem natplimnih brakičnih ili močvarnih taloga čija je crna boja posljedica povišenog sadržaja organske tvari i pirita nastalog djelatnošću bakterija koje reduciraju sulfate. Naime, ako u nekom karbonatnom talogu koji je izronio u natplimnu zonu (*supratidal*), u manjim udubljenjima, blatištima i depresijama zaostane morska voda, ona će se postupno oslađivati zbog oborinske vode, pa će nastati okoliš sa značajkama brakične ili slatkovodne močvare ili bare. Karbonatni talozi u takvu okolišu primaju sve više organske tvari preostale od truljenja močvarnog bilja, ali i sitnih zrnaca pirita kao produkata životne djelatnosti bakterija koje reduciraju sulfate. Boja taloga postaje sve tamnija, a na kraju i posve crna. Pri postupnom preplavljivanju natplimne zone s takvim močvarnim okolišima, a posebice pri povremenim jačim plimnim strujama i olujnim valovima, natplimni sedimenti, pa i crni močvarni talozi, mogu biti erodirani, a odlomljeni komadi i valutice povratnim se strujama prenose i talože u udubljenjima ili u plimnim kanalima u natplimnom, plimnom i/ili potplimnom okolišu (sl. 13-21D). Zbog istodobnog taloženja karbonatnog mulja i manjih količina glinovitog detritusa, koji je donesen s natplimne zone ili priobalnih blatišta, crni fragmenti i crne valutice dobro su izolirani od oksidacijskih procesa. Njihovo je izbljeđivanje onemogućeno pa se oni fosilno mogu očuvati kao ***black pebble*** **- breče** (sl. 12-7A, 12-8, 13-2, 13-3 i 13-10).

Crne valutice i *black pebble* breče vrlo su važni indikatori za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja plitkomorskih, osobito periplimnih (*peritidalnih*) vapnenaca jer su dokaz povremenih izronjavanja taloga iznad srednje razine plime i pretaložavanja crnih priobalnih močvarnih sedimenata. U vapnencima Jadranske karbonatne platforme često se pojavljuju (sl. 12-7A, 12-8, 13-2 i 13-3) u različitim stratigrafskim jedinicama unutar periplimnih (*peritidalnih*) vapnenaca koji se odlikuju ciklusima oplićavanja naviše (Tišljar, 1986; Tišljar et al., 1997).

3.3. Peleti i peloidi

Peleti i **peloidi** *kuglasta su, elipsoidna, valjkasta ili vretenasta karbonatna zrna promjera pretežito od 0,1 do 0,5, rjeđe i do 2 mm, koja se odlikuju mikritnom unutarnjom strukturom, obično bez bilo kakvih drugih strukturnih obilježja unutarnje građe* (sl. 13-12). Sastavljeni su od gusto pakiranog kriptokristalastog do mikrokristalastog karbonata koji sadrži povećan udio organske tvari, pa u mikroskopskom izbrusku pokazuju žućkastosmeđkastu do svijetlosmeđkastu boju. Peleti su vrlo važni i česti primarni karbonatni strukturni sastojci plitkomorskih vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita, kao i recentnih karbonatnih taloga. Što se tiče načina postanka postoji više različitih vrsta tih karbonatnih zrnaca: fekalni peleti, algalni peloidi, pseudopeloidi, bahamiti i peletoidi.

Fekalni peleti (McKee & Gutschick, 1969) odlikuju se kuglastim elipsoidnim ili vretenastim do štapićastim i dobro zaobljenim oblicima, obično s tankim, zbog organske tvari tamnijim vanjskim rubom, s međusobnim odnosima dužine prema širini približno 2:1 te u istoj stijeni, dakle jednom mikroskopskom izbrusku, razmjerno jednoličnim oblikom, dimenzijama ("izvrsna sortiranost") i unutarnjom građom (sl. 13-12A i B). To su zapravo inkrustirani i okamenjeni izmeti - fekalije - organizama koji su se hranili muljevima, tj. neprobavljeni ostaci karbonatnih muljeva iz kojih su organizmi u svojem probavnom traktu apsorbirali hranjive sastojke. Najvažniji organizmi koji izlučuju fekalne pelete jesu dekapodni rakovi, holoture, gastropodi, crvi, ostrakodi, tunikati i ribe. Neki od tih organizama mogu u jednome danu izlučiti vrlo veliku količinu fekalnih peleta, kao npr. morski račić *Callianassa major* koji na dan izlučuje oko 450 peleta (Tucker & Wright, 1990). Neke vrste fekalnih peleta imaju stalnu, u poprečnome presjeku situ sličnu unutarnju strukturu koja se u uzdužnome presjeku odlikuje izbrazdanim površinama i sustavom cjevastih ili poput niti tankih šupljinica ispunjenih kalcitom (sl. 13-12C) koje su specifične za svaku vrstu organizama koji ih produciraju. Ta je vrsta fekalnih peleta dugo bila smatrana fosilima, pa su dobivali i posebna imena vrsta kao fosili, kao npr. *Favreina salevensis*. *Favreina*-peleti vrlo su česti i obilati sastojci plitkomorskih vapnenaca donje krede na Jadranskoj karbonatnoj platformi (sl. 13-12C).

Fekalni peleti valjkasta oblika s dužom osi većom od 2 mm poznati su pod nazivom **koproliti** (Folk, 1965), a fekalni peleti dekapodnih rakova koji u poprečnome presjeku imaju rešetu sličnu gradu nazivaju se **anomurni koproliti** (*anomuran coprolites* - Flügel, 1982).

Fekalni su peleti nastajali u svim okolišima taloženja, i u plitkom i u dubljem moru, gdje god su u velikim množinama živjeli organizmi koji ih izlučuju. No, fosilno su se mogli očuvati samo u određenim uvjetima. Zbog toga je njihovo pojavljivanje u vapnencima uvijek važan indikator okoliša i uvjeta taloženja (sl. 13-12). Premda su često nastajali i u velikim količinama, u različitim okolišima, njihovo fosilno očuvanje moguće je uglavnom samo u donjem dijelu plimne zone (*lower intertidal*) i u najplićem dijelu potplimne zone (*shallow subtidal*) s niskom energijom vode, kao i u natplimnom okolišu (*supratidal*). U dubljem moru i u plićacima s povišenom energijom vode oni se teško mogu fosilno očuvati, jer se već pri malo jačoj energiji vode prije litifikacije raspadnu u nevezani karbonatni mulj ili se pak u dubljoj vodi, zbog spore litifikacije i cementacije, pri prekrivanju novim sedimentima zbijaju i gnječe u karbonatni mulj - mikrit - bez očuvanja svojih kontura i pojedinačnih oblika.

Da bi se fekalni peleti fosilno očuvali svaki pojedinačni pelet mora vrlo brzo nakon što je izbačen iz organizma biti intragranularno litificiran ili brzo cementiran, a za to optimalni uvjeti postoje u plitkom moru s niskom energijom vode prezasićene Ca-hidrogenkarbonatom. To znači da zrno mora brzo prijeći iz mekanog u kruto stanje, a onda takvo kruto zrno može strujama plime i valova biti preneseno i dalje od samog mjesta postanka. U plitkoj potplimnoj i plimnoj zoni ili u plimnim ravnicama s niskom energijom vode, kao i u natplimnoj zoni, pojačana je i ubrzana intragranularna litifikacija peleta i njihova intergranularna cementacija uzrokovana povećanjem koncentracije Ca-hidrogenkarbonata zbog isparavanja vode, a u plimnoj i natplimnoj zoni i zbog isušivanja taloga tijekom oseke. Pri litifikaciji fekalnih peleta važnu ulogu imaju sastav i količina organske sluzi kojom je karbonatni materijal bio slijepljen u probavnome traktu organizama koji produciraju pelete, a koja je omogućila da se pelet odmah nakon dodira s vodom ne raspadne u karbonatni mulj. To je ujedno odgovor na pitanje zašto se fosilno mogu očuvati fekalni peleti samo određenih vrsta organizama.

Uobičajeno je da se pod nazivom **pelet** u svjetskoj literaturi danas uglavnom podrazumijevaju samo **fekalni peleti**, a pod nazivom **peloid** sva ostala slična zrnca nastala na neki drugi način, primjerice izlučivanjem kalcita posredstvom bakterija (Chafetz, 1986).

Algalni peloidi (Wolf, 1965; Friedman et al., 1973) kuglasta su i polukuglasta mikritna karbonatna zrna promjera uglavnom od 0,05 do 2 mm, koja sporadično sadrže nejasne algalne strukture, osobito vlakanca alga ili cijanobakterija, a nastala su inkrustacijama ili razgradnjom produkata tih organizama. Nalaze se zajedno s drugim algalnim tvorevinama, posebice onkoidima i stromatolitnim korama, pa često i nema jasnih razlika između algalnih peleta i onkoida (*algal ball*) koji nemaju jasnu koncentričnu građu (sl. 13-12D). Algalni peloidi nastaju različitim inkrustacijskim procesima od kojih su najvažniji:

- sferulitične karbonatne inkrustacije oko kokolitnih alga, djelomice unutar "algalnih livada", kao što je to slučaj kod recentnih sedimenata Bahama (Monty, 1967; Gebelein, 1969) ili hiperslanih obalnih bara (Friedman et al., 1973);
- dekompozicija i dijagenetske promjene bioklasta zelenih i crvenih alga i cijanobakterija, poglavito zbog potpune mikritizacije (Wolf, 1965), tj. djelatnosti bakterija koje buše supstrat, o čemu će više govora biti u poglavlju 5.3.

Za razliku od fekalnih peleta algalni se peloidi odlikuju nepravilnim oblicima i različitim dimenzijama u istom mikroskopskom izbrusku, dakle nisu uniformnih dimenzija, oblika i unutarnje strukture. Istraživanja elektronskim mikroskopom pokazuju da se algalni peloidi, jednako kao i fekalni peleti, sastoje od ekvidimenzionalnih mikritnih čestica promjera od 0,1 do 2 μm (Flügel, 1982).

Pseudopeloidi (Fahraeus et al., 1974) poluzaobljena su mikritna zrna izrazito sitne mikritne unutarnje strukture promjera od 0,01 do 0,07 mm nastala preradivanjem i zaobljavanjem već gotovo potpuno litificiranih karbonatnih muljeva ili kalcitnih i aragonitnih agregata. Po postanku oni više odgovaraju intraklastima i obično se uvrštavaju u sitne intraklaste (Wilson, 1967).

Bahamiti ili **bahamitni peloidi** (Beales, 1958; Purdy, 1963) poluzaobljena su i uglata zrna mikritne građe, koja u središtu mogu katkad sadržavati manje-više jasne ostatke centripetalno mikritiziranih bioklasta i ooida i po tome čine prijelaz prema kortoidima. Nastala su potpunom mikritizacijom cijelih skeleta ili njihovih fragmenata, odnosno bioklasta, ooida ili onkoida djelatnošću cijanobakterija koje buše i razgrađuju svoj supstrat. Osobito su česti u periplimnim vapnencima donje krede Jadranske karbonatne platforme.

Peletoidi (Blatt et al., 1972) poluzaobljeni su peloidi mikritne unutarnje građe nastali rekristalizacijskim procesima iz bioklasta i ooida, pa se naziv *peletoid* djelomice podudara s terminom *pseudoooid* i nije našao veću primjenu u sedimentološkoj literaturi. U vapnencima sva je ta zrnca najbolje, za razliku od fekalnih peleta, a zajedno s algalnim peloidima, jednostavno nazvati samo **peloidi** da bi se istaknulo da su nastala na neki drugi način od fekalnih peleta, jer je egzaktno utvrđivanje njihova postanka u mikroskopskim izbruscima vrlo teško. Dakle, pri mikroskopskim istraživanjima vapnenaca polarizacijskim petrografskim mikroskopom u najvećem broju slučajeva potrebno je prepoznavanje dvaju osnovnih tipova tih zrna: fekalnih peleta (ili peleta) i peloida.

Peleti i peloidi, odnosno peletni i peloidni vapnenci, obilato su rašireni i vrlo česti u mezozojskim plitkomorskim karbonatnim stijenama u našem dinarskom i jadranskom području, tj. u mnogim vapnencima Jadranske karbonatne platforme (poglavlja 13.2 i 13.3 i sl. 13-12).

3.4. Obavijena zrna

Pod nazivom **obavijena zrna** (*coated grains* - Wolf, 1960) *podrazumijevaju se karbonatna zrna različitog načina postanka koja se sastoje od više-manje jasnih ovoja oko neke jezgre*. Taj se naziv primjenjuje kao dopuna za karbonatna zrna koncentrične građe koja je Folk (1959) nazvao **oolitima** (*oolites*), jer osim ooida uključuje i druga koncentrično građena zrna različita postanka.

U obavijena se zrna ubrajaju **ooidi**, **pizoidi**, **onkoidi** i **kortoidi** ili **obavijeni bioklasti**. Uz ta četiri glavna genetska tipa obavijenih zrna u sedimentološkoj se literaturi mogu naći još i obavijena zrna vrlo različitih naziva, ali oni uglavnom nisu općeprihvaćeni u svjetskoj literaturi jer po postanku pripadaju jednom od četiriju glavnih tipova obavijenih zrna. Uz ooide, pizoide, onkoide i kortoide ili obavijene bioklaste, tako se još spominju: **vadoidi** (Peryt, 1983), tj. ooidi nastali u vadoznoj zoni; **cijanoidi** (Riding, 1983), kao posebni tip onkoida nastao kalcifikacijom cijanoficeja; **rodoidi** (Peryt, 1983) koje tvore gomolji crvenih alga (*Rhodophyta*); **tuberoidi** (Fritz, 1958) ili **putroidi** (Matyja, 1978), koji su nastali kao rezultat truljenja organske tvari i kalcifikacije skeleta vapnenačkih spužava i algalnih kora (odjeljak 3.8.7), te **špiljski biseri** (*cave pearls*) kao pizoidi koji su nastali u špiljama.

Dok pojedine tipove obavijenih zrna nazivamo ooidi, onkoidi, pizoidi, vadoidi, cijanoidi i rodoidi, stijene koje se pretežito sastoje od nekih od tih zrna nazivaju se **ooliti**, **onkoliti**, **pizoliti**, **vadoliti**, **cijanoliti** ili **rodoliti**. Dakle, samo stijene, a ne pojedinačna zrna, imaju nastavak -lit (od grčke riječi *lithos* = kamen).

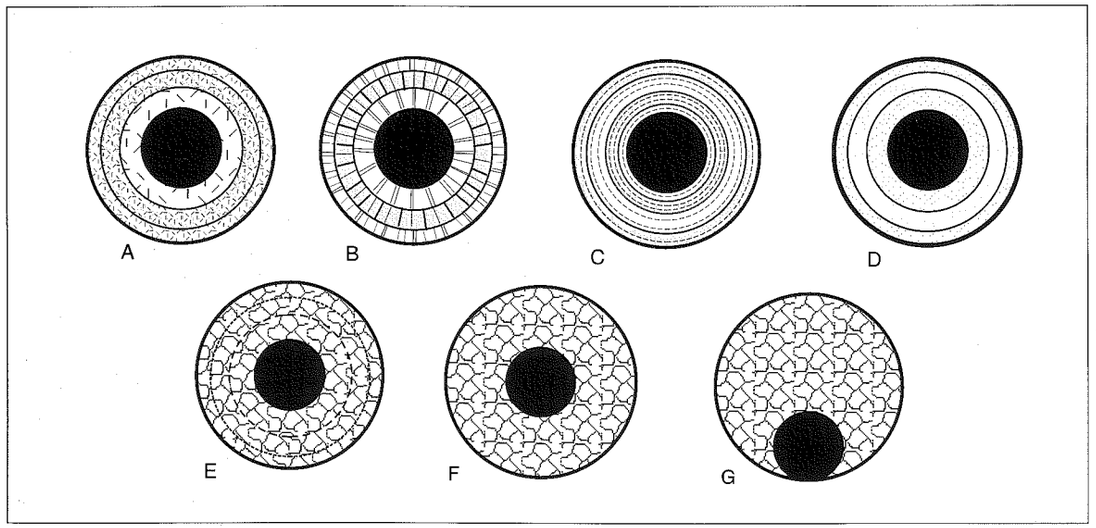
3.4.1. Ooidi

Ooidi (od grčkog *oon* = jaje, ikra) *su pravilno oblikovana, općenito kuglasta do jajolika zrna sastavljena od jezgre i oko nje jednog ili više koncentričnih ovoja ili lamina jednolične, ali od lamine do lamine različite, debljine* (Kalkowsky, 1908; Illing, 1954). Pojedinačne lamine mogu biti tanje na mjestima gdje je jezgra nepravilno ispupčena. Stupanj sferičnosti ooida povećava se od središta prema rubu zrna, tj. ovoji koji se nalaze neposredno oko jezgre još ocrtavaju konture i oblik jezgre, a oni sve dalje od jezgre imaju tendenciju oblikovanja zrna što bliže obliku kugle. Jezgra ooida obično je pelet, intraklast, odlomak skeleta, ljušturica foraminifere i zelene alge ili neki drugi skelet, a kod nekih ooida i detritično zrnce pijeska (kvarc, odlomak stijene, feldspat).

S obzirom na strukturnu građu ovoja ili lamina, kao i dijagenetske promjene primarne strukture ovoja, razlikujemo sljedeće tipove ooida (sl. 3-2):

A - Ooidi s neuređenom mikrostrukturom ovoja (*random microfabric ooids*) odlikuju se ovojima kriptokristalaste strukture i neorijentiranim ili nasumce raspoređenim sitnim kristalima aragonita ili kalcita (sl. 3-2A). Takva struktura ovoja javlja se kod marinskih aragonitnih ooida i može biti primarnog, ali i sekundarnog podrijetla. Uglavnom je nastala procesima mikritizacije s biogenim utjecajem (Fabricius, 1977). Ooida s nasumce orijentiranim kristalićima aragonita ima i u slanim jezerima, a onih s kalcitnim kristalićima u slatkovodnim jezerima (Richter, 1983).

B - Ooidi s radijalnom mikrostrukturom ovoja ili tzv. **radijalni ooidi** (*radial microfabric ooids*) imaju ovojnice ili lamine građene od igličastih, štapićastih ili prizmatičnih kristalića aragonita, Mg-kalcita ili kalcita orijentiranih okomito na ovoj i zrakasto od središta ooida (sl. 3-2B i 13-20A, C). Radijalni su aragonitni ooidi najčešći strukturni tip recentnih i kvartarnih marinskih ooida nastalih u morskim plićacima sa slabo pokretljivom vodom. Radijalni Mg-kalcitni ooidi rijedak su tip ooida. Dosad su pronađeni samo u pleistocenskim šelfnim sedimentima u Brazilskoj Gvajani, holocenskim naslagama na Velikom barijernom grebenu Australije, te u slanim jezerima. Primarni radijalni kalcitni ooidi nalaze se u nekim slatkovodnim i brakičnim jezerskim okolišima, a sekundarni su radijalni kalcitni ooidi najčešći strukturni tip ooida u vapnencima gdje su nastali transformacijom iz aragonitnih ili Mg-kalcitnih ooida tijekom dijagenetskih procesa. Ooidi s radijalnom strukturom češće se nalaze u vapnencima taloženim u okolišima u kojima je salinitet bio viši ili niži od normalnih vrijednosti (Flügel, 1982). Istraživanja radijalnih ooida u vapnencima elek-



Slika 3-2 Shematski prikaz strukturnih tipova ooida. **A** - Ooid s neuređenom strukturom ovoja (*random microfabric ooid*) koji se odlikuje neorijentiranim ili nasumce orijentiranim kristalima aragonita ili kalcita. **B** - Ooid s radijalnom mikrostrukturom ovoja (*radial microfabric ooid*) sastoji se od koncentričnih ovoja ili ovoja koji su građeni od radijalno orijentiranih štapićastih ili igličastih aragonitnih kristalića. **C** - Ooid s tangencijalnom mikrostrukturom ovoja (*tangential microfabric ooid*) odlikuje se ovojima sastavljenim od tangencijalno orijentiranih igličastih kristalića kalcita ili aragonita. **D** - Ooid mikritne strukture ili mikritni ooid (*micritic ooid*) odlikuje se mikritnom mikrostrukturom ovoja. **E** - Kalcitizirani aragonitni ooid s reliktnom građom koncentričnih ovoja ili lamina: primarni aragonitni kristalići su transformirani u kalcit uz djelomično zadržavanje prvobitne mikrostrukture ovoja. **F** - *In situ* kalcitizirani aragonitni ili tzv. kalupni (oomoldički) ooid (*oomoldic ooid*): kalupna šupljina ooida je nakon otapanja aragonita iz ovoja sukcesivno ispunjavana izlučivanjem mozaičnog kalcitnog cementa tako da se jezgra ooida nije mogla pomaknuti iz središta ooida. **G** - Kalupni ili oomoldički ooid sa spuštenom jezgrom zbog potpunog otapanja aragonitnog ovoja: tek nakon što je otopljen sav aragonit iz ovoja i nakon što se jezgra gravitacijski spustila kalupna je šupljina ooida ispunjena mozaičnim kalcitnim cementom.

tronskim mikroskopom pokazuju da je kalcitna radijalna struktura ooida u vapnencima posljedica primarnoga kalcitnog sastava i primarne radijalne strukture, tj. da su radijalni kalcitni ooidi i u vapnencima zadržali primarnu strukturu i mineralni sastav (Purser, 1969).

C - Ooidi s tangencijalnom mikrostrukturom ovoja ili **tangencijalni ooidi** (*tangential microfabric ooids*) imaju ovoje ili lamine izgrađene od štapićastih ili igličastih kristalića aragonita orijentiranih paralelno s površinom ovoja i lamine kriptokristalaste strukture tako da pokazuju jasnu koncentričnu orijentaciju (sl. 3-2C i 13-20B). Tangencijalni aragonitni ooidi karakteristični su za morske plićake s visokom energijom vode, te hiperslana jezera i vruće izvore. Tijekom dijageneze prelaze u kalcitne ooide s tangencijalnom građom kako ih najčešće nalazimo u vapnencima (sl. 13-20B).

D - Mikritni ooidi se odlikuju gustim, kriptokristalastim ovojima ili laminama (sl. 3-2D). To je vrlo čest tip ooida u vapnencima i smatra se da je pretežito sekundarnog podrijetla, tj. nastao dijagenetskim procesima tijekom rane dijageneze, potpunom mikritizacijom tangencijalnih ooida posredovanjem alga i gljivica koje buše podlogu

(poglavlje 5.3) te rekristalizacijom ili kalcitizacijom aragonitnih marinskih ooida (Richter, 1983). Mikritni ooidi mogu nastati i mehaničkim nakupljanjem mulja ili hvatanjem i nakupljanjem sitnih planktonskih čestica na sluzave cjevčice cijanobakterija koje su rasle po površini jezgre i bušile podlogu (*pelagic ooids* - Jenkyns, 1972). Obično se pojavljuju zajedno sa sekundarnim ooidima strukturnoga tipa opisanog pod E, F i G.

E - Kalcitizirani aragonitni ooidi pokazuju reliktnu primarnu mikrostrukturu ovoja (sl. 3-2E), a sastoje se od jezgre i mikrokristalastog kalcita u kojemu se mjestimice još vidi primarna struktura i orijentacija aragonitnih kristalića koji su potpuno zamijenjeni kalcitom procesima homoaksijalne transformacije nestabilnog aragonita u stabilni kalcit (poglavlje 5.2). Taj se strukturni tip ooida često nalazi u vapnencima i ubraja se u skupinu ooida sa sekundarnim strukturama.

F - *In situ* kalcitizirani ili tzv. **kalupni (oomoldički) ooidi** sastoje se od tanke vanjske konture ooida markirane mikritnom ovojnicom i jezgre te mikrokristalastog kalcitnog cementa koji je izlučen na mjestu otopljenih aragonitnih lamina radijalne ili tangencijalne strukture (sl. 3-2F). Pri tome kalcitni kristali nisu zadržali orijentaciju i oblike aragonitnih kristalića jer se transformacija aragonita u kalcit zbivala heteroaksijalno preko topljive međufaze, tj. aragonit se najprije otopio, a zatim se gotovo odmah na njegovu mjestu izlučio kalcit (poglavlje 5.2), kako to dokazuje primarni položaj jezgre ooida do čijeg spuštanja nije moglo doći pri sukcesivnoj transformaciji aragonita u kalcit. Ovaj strukturni tip ooida često se nalazi u vapnencima i može se smatrati posebnim varijetetom oomoldičkih ooida s kojima se redovito pojavljuje u istom uzorku vapnenaca (sl. 13-20D).

G - Oomoldički ili **kalupni ooidi**, odnosno kalupne šupljine ooida ispunjene mozaičnim kalcitnim cementom, posljedica su otapanja primarnog aragonita tangencijalne ili radijalne orijentacije iz ovoja ili lamina i na njegovu mjestu izlučivanja kalcitnog cementa tijekom dijagenetskih procesa pod utjecajem meteorskih voda, tj. nakon što su ooidi ili vapnenci došli iz morske pod utjecaj slatke vode. Od primarnog ooida ostala je samo vanjska kontura markirana tankom mikritnom ovojnicom i jezgra koja je zbog gravitacije spuštena iz središta ooida na njegov donji rub, a na mjestu otopljenih ovoja ili lamina nalazi se mozaični kalcitni cement (sl. 3-2G i 13-20D). Skupini oomoldičkih ooida pripadaju i ooidi kod kojih je otopljena samo jezgra, a ne i ovoji, tako da se ooidi sastoje od kalcitnih ovoja radijalne strukture i kalcitnog cementa izlučenog u šupljini nastaloj otapanjem jezgre ooida.

Osim tih, glavnih strukturnih tipova ooida, postoje još i **skršeni** i **obnovljeni** ili **regenerirani ooidi** (oodi koji kao jezgru sadrže krhotinu starijeg ooida i oko nje jedan ili više ovoja), **površinski** ili **jednoovojni ooidi** (*superficial ooids*, *Einfachooiden*) koji oko jezgre imaju samo jedan tanki ovoj, **ooidi oblika polumjeseca** (*half-moon ooids*) koji se zbog asimetričnoga rasta ovoja odlikuju oblicima sličnim polumjesecu i **kompleksni ooidi** (*composite ooids*) koji zapravo predstavljaju ooide sastavljene od više manjih ooida obavijenih s jednim ili više kontinuiranih ovoja.

3.4.1.1. Marinski ooidi i njihov postanak

Mnoga istraživanja recentnih marinskih ooida Bahama, Floride, Perzijskog zaljeva, Kariba, Jamajke i Yucatana pokazuju da su optimalni uvjeti za postanak marinskih ooida topla, plitka mora sa srednjom godišnjom temperaturom iznad 18-20 °C i dubinom manjom od 2 m uz slabu prezasićenost Ca-hidrogenkarbonatom, ali ne i bitno povišenim salinitetom. U takvim marinskim okolišima nužno je, osim toga, i pokretanje vode uz povremene promjene intenziteta energije vode, kao i postojanje zrnaca (peleta, intraklasta, skeleta, fragmenata skeleta, kvarcnih zrnaca) koja služe kao jezgre ooida te prisutnost organizama (bakterije, alge) koji uklanjaju karbonat iz vode.

Za nastajanje većih količina ooida potrebnih da nastane sediment debljine od nekoliko centimetara do nekoliko decimetara ovakvi uvjeti moraju duže potrajati, tj. potrebna je konstantnost navedenih uvjeta i okoliša, jer je za rast recentnih marinskih ooida potrebno između 100 i 1000 godina (Flügel, 1982). Kod recentnih ooida opaženo je da se debljina ovoja ili lamina u ooidima povećava porastom dubine vode.

Istraživanja fosilnih marinskih ooida pokazuju da više od 70 vol. % ooida oolitičnih vapnenaca nastaje u morskim plićacima s dubinom vode manjom od 7 m (Flügel, 1982). Prema tome, ooidi su važni indikatori dubine i energije vode, no kod njih moramo paziti jesu li to autohtoni ili alohtoni, tj. naplavljeni ooidi (odjeljak 13.4.3.1). U pojedinim tipovima vapnenca zajedno se mogu naći ooidi i mikrit ili ooidi i drugi sastojci koji nisu, kao ooidi, karakteristični za plićake s pokretljivom vodom. To su alohtoni ooidi naplavljeni iz susjednih plićaka s pokretljivom vodom. Autohtoni se ooidi odlikuju većim odstupanjima od kuglastog ili elipsoidnog oblika, debljine su im lamina manje od promjera jezgre, česta je radijalna struktura lamina, lamine su često nejasno oblikovane, ooidi sadrže mali broj lamina (1-5), jezgre nisu uvijek prisutne ili se ne mogu raspoznati, ooidi su malih dimenzija (0,05-0,15 mm) i loše sortirani.

Postoje tri teorije kojima se objašnjava postanak ooida, odnosno koncentričnih ovoja ili lamina ooida: mehanički postanak, kemijski postanak i biološki postanak.

1. Teorija mehaničkog postanka ooida svodi se na nastajanje ooida nakupljanjem karbonatne tvari po modelu rasta grude snijega pri neprestanu kotrljanju zrna po dnu morskoga plićaka (*snow-ball model* - Sorby, 1879). Ta se teorija nije mogla održati zbog toga što recentni ooidi u mnogim marinskim plićacima imaju intenzivno polirane i habane površine, što je očit dokaz da nisu imali nikakvu mogućnost nakupljanja sitnih čestica po svojim površinama. Osim toga, ovim se modelom ne može objasniti nastajanje ooida s radijalnom građom lamina, tj. lamina koje se sastoje od radijalno orijentiranih kristalića aragonita ili kalcita, kao i nastajanje ooida s koncentričnim a ne spiralnim ovojima.

2. Teorija kemijskog postanka ooida nastajanje ooida objašnjava samo kemijskim procesima preko anorganskog izlučivanja aragonita ili kalcita u vodenoj otopini zasićenoj Ca-hidrogenkarbonatom uz stalno kotrljanje zrna po dnu. Po površini zrna koja služe kao jezgre ooida, a zatim i po ovoju izlučivali su se aragonitni ili kalcitni kristalići. To je najvjerojatniji način postanka ooida, ali ne i jedini, jer naknadno pri sudaranju zrna i njihovoj abraziji taj proces može biti spriječen ili izmijenjen, kako to pokazuju rezultati eksperimentalnog dobivanja ooida kemijskim procesom (Deelman, 1978).

Rast ooida, s obzirom na njihovu koncentričnu građu, nije bio kontinuiran, već je između rasta pojedinih ovoja, odnosno koncentričnih lamina, postojao razmjerno dugotrajni vremenski razmak - faza bez rasta - u kojoj su površine ooida bile izložene slabijem habanju ili bioerozijskom djelovanju endolitnih organizama. Naime, manje-više dobro očuvani ostaci bušotinica endolitnih organizama često se mogu naći po površinama pojedinih ovoja takvih ooida (Golubić, 1973).

Ako bi rast ovoja bio neprekinut tad bi ooidi imali jedan neprekinuti spiralni ovoj oko jezgre, a ne jedan ili više koncentričnih ovoja s jasnim površinama između ovoja (sl. 3-2A-D i 13-20A, B i C).

3. Teorija biološkog postanka ooida tumači postanak ooida biokemijskim procesima cijanobakterija, tj. da ovoji ooida nastaju izlučivanjem aragonita ili kalcita posredovanjem životnih procesa mikroorganizama, kao što su izlučivanje karbonata asimilacijskim procesima, djelatnost bakterija i katalizacijsko djelovanje organske tvari. Postoje čvrsti dokazi da biološki procesi i prisutnost organske tvari imaju važnu ulogu pri postanku

ooida. Iscrpna istraživanja recentnih marinskih tangencijalno građenih ooida pokazala su da su aragonitni štapićasti kristalići i sitne nano-čestice od kojih su sastavljeni ovoji jednaki onima koji se nalaze zajedno s cijanobakterijskim ili algalnim sluzavim filmovima po površinama ooida (Fabricius, 1977; Gaffey, 1983). To upućuje da je postanak ooida povezan s djelatnošću mikroorganizama ili utjecajem bioloških procesa u vezi s organskom tvari, poglavito procesom izlučivanja karbonata pri fotosintetskim procesima tih organizama. U prilog tome govore i rezultati pokusa kojima su u laboratoriju simulacijom uvjeta sličnih marinskom plićaku sa slabom pokretljivošću vode iz morske vode prezasićene Ca-hidrogenkarbonatom, koja je sadržavala humusne kiseline, uspješno dobiveni ooidi s radijalnim i tangencijalnim aragonitnim i visokomagnezijsko-kalcitnim ovojima. Ako voda nije sadržavala humusne kiseline u istim se uvjetima takvi ooidi nisu stvarali, ali su dobiveni ooidi s tangencijalnom građom ovoja kad su simulirani uvjeti vrlo pokretljive vode (Davies at al., 1978).

Do danas nije jednoznačno potvrđeno mogu li ooidi nastati samo anorganskim kemijskim procesima ili samo biološkim procesima, ili pak njihovom kombinacijom i međudjelovanjem. Bez obzira na to prevladavaju li anorganski kemijski ili biološki čimbenici, točno definirani uvjeti i okoliši u kojima nastaju recentni marinski ooidi, koji su ovdje već detaljno opisani, jasno upućuju na to da su i ooidi u geološkoj prošlosti, tj. ooidi iz vapnenaca, nastajali u sličnim ili istim uvjetima i okolišima. Prema tome, pojava ooidnih vapnenaca, odnosno oolita, ima vrlo važnu ulogu za rekonstrukciju uvjeta i okoliša taloženja, osobito s obzirom na dubinu, salinitet i energiju vode, paleoklimu i paleomorfologiju sedimentacijskog bazena (odjeljak 13.4.3.1). Pri sedimentološkim istraživanjima vapnenaca stoga moramo uvijek biti sigurni jesu li ooidi autohtonog ili alohtonog podrijetla. U našim plitkomorskim karbonatnim platformnim sedimentima ooidni su vapnenci posebice česti u lijasu, donjem dogeru i u gornjem malmu (Tišljar & Velić, 1991).

3.4.1.2. Slatkovodni i terestički ooidi

Ooidi mogu nastati i u slatkim vodama, špiljama, na izvorima termalnih voda, u kalkretnim korama, u vadoznoj zoni i hiperslanim jezerima. Ooidi nastali u kalkretnim korama ili u tzv. *caliche* sedimentima, u vadoznoj zoni i špiljama (**špiljski biseri** - *cave pearls*) u ovoj su knjizi svrstani u podtip ooida pod nazivom **pizoidi** (vidi odjeljak 3.4.2). Slatkovodni ooidi, tj. ooidi nastali u rijekama, jezerima i vrućim izvorima nemaju neko šire sedimentološko i petrogenetsko značenje, premda se lokalno mogu pojaviti u znatnim količinama. Poznati su riječni ooidi iz krede Texasa (McGannon, 1975), jezerski slatkovodni ooidi iz trijasa Virginije i eocena Utaha (Carozzi, 1964), te tangencijalni aragonitni ooidi iz vrućih izvora Karlovih Vary (Sorby, 1879).

3.4.2. Pizoidni ooidi ili pizoidi

Termin **pizoid** ili **pizoidni ooid** dugo je bio sinonim za ooide promjera većeg od 2 mm (Leighton & Pendexter, 1962), a u novije se vrijeme uglavnom odnosi samo na nemarinske ooide, odnosno ooide nastale u terestičkim okolišima i u vadoznoj zoni, jer je za interpretaciju okoliša i uvjeta taloženja karbonatnih stijena izuzetno važno razlikovanje marinskih od terestičkih kalkretnih i vadoznih ooida. Ovi posljednji u literaturi imaju različite nazive: **špiljski biseri** ili **dijagenetski ooidi** (*cave pearls - diagenetical ooids* - Siesser, 1973), **kalkretni ooidi** (*calcrete ooids* - Read, 1974; Esteban, 1976), **vadozni pizoidi** (*vadose pisoids* - Dunham, 1969), **vadozni ooidi** (*vadose ooids* - Harrison, 1977), **pizoidi** (*pisoids* - Flügel, 1982; Tucker & Wright, 1990) i **vadoidi** (*vadoids* - Peryt, 1983).

Pizoidi *su, dakle, obavijena zrna vrlo slična ooidima, koja, za razliku od ooida, nisu primarni*

strukturni sastojci vapnenaca, već su nastali tijekom dijagenetskih procesa u špiljama, kalkretnim korama i u vadoznoj zoni pod utjecajem i djelovanjem slatke ili oslađene vode na kopnu ili u rubnim zonama marinskih i terestičkih okoliša te u vadoznoj zoni oko hiperslanih salina. Odlikuju se jasno vidljivom pravilnom koncentričnom građom lamina oko neke jezgre (sl. 13-1B). Jezgra oko koje se nalazi jedan ili više ovoja - lamina najčešće je fragment vapnenca, drugi pizoid ili fragment pizoida, a, za razliku od onkoida, nikada skelet ili fragment skeleta. Lamine su im gusto zbijene, pravilno koncentrične oko jezgre, a broj lamina varira od jedne do desetak i više, ovisno o načinu i uvjetima postanka pizoida (sl. 13-1). Pizoidi nastali u uvjetima tvorbe karbonatnih kora, tzv. **kalkretni** ili **kalićni pizoidi** (*calcrete pisoids*, *caliche pisoids*), obično imaju samo jednu do dvije, a oni nastali u vadoznoj zoni jednu ili više, ali ponegdje i preko desetak lamina. Zbog toga što su lamine pizoida nastale tijekom dijageneze, a ne prije ili za vrijeme taloženja, često se mogu naći pizoidi s laminama prekinutim na mjestu gdje je jezgra bila u dodiru s okolnim sedimentom.

Oblik pizoida u prvome redu ovisi o obliku zrna koje je poslužilo kao jezgra, a zatim i o uvjetima i načinu postanka (sl. 13-1A). Pizoidi nastali u špiljama, odnosno tzv. **špiljski biseri**, kao i pizoidi nastali u gejzirima, u vrućoj pokretljivoj vodi, imaju pravilan kuglasti oblik, a pizoidi nastali u vadoznoj zoni i u vrućoj, nepokretnoj vodi nepravilan oblik jezgre koji se prenosi i na lamine, tj. na vanjski oblik pizoida (sl. 13-1). U vapnencu u kojemu se pojavljuju pizoidi mogu imati obrnutu gradaciju ili mogu biti razlomljeni. Razlomljeni su pizoidi posljedica procesa isušivanja i pretaložavanja sedimenta u kojemu se stvaraju pizoidi.

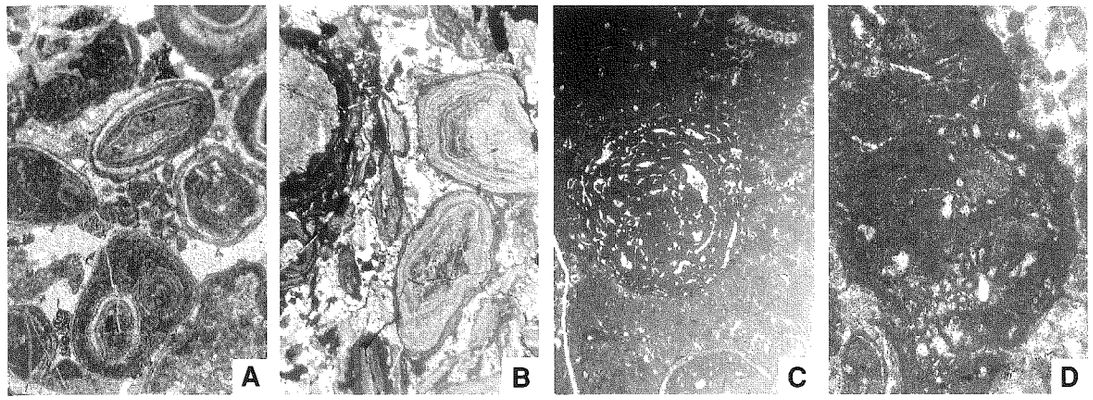
U mikroskopskom izbrusku vapnenca koji sadrži pizoide uz njih obično nalazimo i druge vadozne tvorevine, kao što su mehanički taloženi **interni sediment** ili **vadozni kristalni silt** (sl. 5-6F i 13-1A i B) te **vadozni peletni silt**, kao i **mikrostalaktitni** i/ili **meniskusni cement** (sl. 5-6F i 13-1B i poglavlje 5.4), po čemu se lako razlikuju od marinskih ooida.

Pizoidi, a posebice vadozni i kalkretni, nastaju kemijskim izlučivanjem Ca-karbonata oko fragmenata vapnenaca koji su nastali pucanjem sedimenta zbog isušivanja, nepotpuna otapanja ili pretaložavanja, u uvjetima jakog isparavanja porne vode. Ta se voda (u kalkretnim korama i u slatkovodnoj vadoznoj zoni obično oborinska voda) otapanjem karbonata zasitila Ca-hidrogenkarbonatom pa se njezinim isparavanjem izlučuje karbonat, tj. kalcit. Vadozni pizoidi mogu nastati i u hiperslanim okolišima i u slatkovodnim okolišima izloženim subaerskim uvjetima te pri kapilarnom penjanju temeljne vode i procjeđivanju i kapanju vode.

Pravilna determinacija pizoida i njihovo razlikovanje od marinskih ili jezerskih ooida ima izuzetno veliku važnost kod interpretacije okoliša i uvjeta taloženja vapnenaca. Česte pojave pizoidnih ili vadoznih ooida u plitkovodnim marinskim vapnencima Jadranske karbonatne platforme očit su dokaz kratkotrajna izronjavanja vapnenačkoga taloga iznad srednje razine plime uz stvaranje vadoznih ili subaerskih uvjeta ili pak kratkotrajnih emerzija (Tišljar, 1980, 1983), o čemu će više govora biti u odjeljcima 13.1.1 i 13.1.2.

3.4.3. Onkoidi

Onkoidi (od grčke riječi *onchos* = gruda, kvržica) *su obavijena zrna nepravilno grudasta oblika s karbonatnim ovojem od nepravilnih mikritnih lamina koje djelomice naliježu jedne preko drugih, obično bez jasne koncentrične građe. Oni mogu sadržavati ostatke organskih struktura jer su nastali biogenim oblaganjem neke čvrste jezgre djelatnošću alga (pretežito rodoficeja), cijanobakterija i inkrustirajućih foraminifera te mehaničkim nakupljanjima mikritnih ovoja*. U odnosu na izvornu definiciju onkoida koju je dao



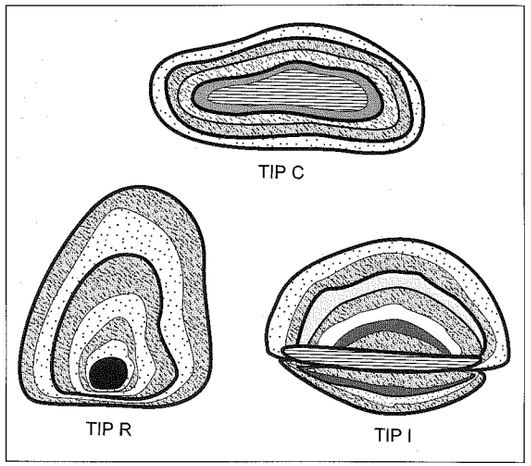
Slika 3-3 Mikroskopski izbrusci onkoidnih vapnenaca (onkolita). **A** - Algalni onkoid tipa C s koncentričnim ovojima oko intraklasta kao jezgre. Izduženi oblik jezgre izravno određuje i elipsoidalni oblik onkoida, dok kuglasti oblik jezgre uvjetuje i kuglasti oblik onkoida (desno gore). Mikroskopski izbrusak onkoidnog radstona (onkosparrudita) iz donje krede Biokova. Duža stranica slike = 3,3 mm. **B** - Onkoidi tipa *Spherocodium*: odlikuju se različitim dimenzijama, oblicima, unutarnjom građom i debljinom ovoja. Mikroskopski izbrusak gornjotrijaskog ranodijagenetskog dolomita nastalog potpunom dolomitizacijom ooidima bogatog potplimnog vapnenačkog detritusa u evaporacijskim *sabkha* uvjetima. Gornji trijas (*Hauptdolomit*), Senjsko bilo. Duža stranica slike = 7,7 mm. **C** - "Spužvasti" onkoid: odlikuje se *spongiostromatskom* ili spužvastom građom i kalcificiranim cijanobakterijskim nakupinama (= cijanoidni onkoid ili "cijanoid"). Mikroskopski izbrusak onkoidnog vekstona (onkomikrita) iz gornje jure (malma) Osojnika kod Dubrovnika. Okoliš taloženja: niskoenergijski plićak - laguna. Duža stranica slike = 7,7 mm. **D** - Mikritni onkoid tipa algalne lopte nastao hvatanjem i lijepljenjem mulja po površini pojedinih busenčića cijanobakterija. Vlakanca cijanobakterija očuvana su u obliku kalupnih šupljinica ispunjenih kalcitnim cementom (bijele crvolike cjevčice). Mikroskopski izbrusak onkolitnog vekstona (onkomikrita) iz donje krede (valendisa) Limske drage u Istri. Okoliš taloženja: potplimna zona (*subtidal*). Duža stranica slike = 3,3 mm.

Heim (1916) - *onkoid je sferoidno zrno s režnjevima nekoncentričnog slijeda više-manje koncentričnih lamina*, ili definiciju koju je dao Pia (1927) - *onkoliti su samostalne nodule u stijeni bez jasne organske strukture, koje često oblažu neko strano tijelo, a pripadaju spongiostromatskim modrozelenim algama*, ova je definicija onkoida bitno proširena. Ona obuhvaća sva zrna nastala biogenim nakupljanjem karbonata cijanoficejama i rodoficejama, kao i zrna s više ili manje nekoncentričnim nakupljanjem karbonatnoga mulja oko neke jezgre (Flügel, 1982).

Peryt (1983) pod onkoidima, za razliku od ooida i vadoznih ooida ili pizoida u čijem postanku prevladavaju procesi kemijskoga izlučivanja, podrazumijeva karbonatna zrna pretežito nastala biogenim inkrustacijskim procesima, odnosno da su tzv. **rodoidi** nastali biogenim inkrustacijskim djelovanjem crvenih alga, a **onkoidi** biogenim inkrustacijskom djelatnošću zelenih alga i cijanobakterija.

Najčešći tipovi onkoida u vapnencima pripadaju biogenim oblaganjima zrna uz sudjelovanje različitih inkrustirajućih organizama kao što su alge (posebice koraste koralinaceje), cijanobakterije, foraminifere, briozoji i serpuliti. Mnogi su onkoidi obavijena zrna nastala inkrustacijom od više takvih organizama, a većina, ali ne svi, sadrže jasno uočljivu jezgru oko koje su stvarana takva biogena nakupljanja sitnog karbonatnog materijala (sl. 3-3A i 13-13A i B).

Biogena su nakupljanja uglavnom posljedica hvatanja i sljepljivanja sitnih čestica karbonatnog



Slika 3-4 Shematski prikaz građe i unutarnje strukture onkoida tipa C, R i I.

Slika 3-5 Onkolit (onkoidni radston, onkosparrudit) sastavljen od krupnih algalnih onkoida tipa C, intraklasta i sitnozrnastog matriksa intrasparitnog tipa. Onkoidi i intraklasti su valovima i olujnim plimama naplavljeni na izronjenu erodiranu i nepravilno brečiranu površinu biomikritnog vapnenca (dio na kome leži poklopac objektiva). Donja kreda (barem), obala u uvali Kolone južno od Rovinja. Promjer poklopca objektiva = 58 mm.

sedimenta na površinu sluzavih hitinskih vlakanaca cijanobakterija ili izvanstaničnog izlučivanja Ca-karbonata u sluzavom hitinskom dijelu alga izvan pravoga algalnoga skeleta. Neka mikritna oblaganja mogu biti rezultat kalcifikacije vlakanaca mrtvih endolitnih mikrobakterija na površini podloge na kojoj su rasli endolitni organizmi. Prema tome, po načinu postanka onkoidi su srodni sa stromatolitima, ali i agregiranim zrncima i kortoidima. Međutim, onkoidi se pojavljuju kao tvorevine morfološke i ekološke prilagodbe inkrustirajućih organizama na mekanome dnu i/ili okolišima s niskom energijom vode, dok se tipični LLH-stromatoliti općenito pojavljuju na čvrstome tlu, a SH-stromatoliti u okolišima s višom energijom vode (Monty, 1972). Onkoidi u vapnencima iz dubljevodnih okoliša (Jenkyns, 1972; Massari, 1983) nisu nastali biogenim nakupljanjima, nego mehaničkim nakupljanjem mulja na neko zrno po mehanizmu grude snijega.

Onkoidi se sastoje od vrlo sitnih mikritnih (obično minimikritnih ili kriptokristalastih) lamina u kojima u pojedinim slučajevima nalazimo i sitna siliciklastična zrna dimenzija silta i sitnog pijeska, sericit ili Fe-hidrokside. Kao jezgre onkoida najčešće se pojavljuju bioklasti, intraklasti, skeleti ili manji onkoidi, odnosno više manjih međusobno slijepljenih onkoida (sl. 3-3A i 13-13A i B).

Onkoidi mogu imati vrlo različite oblike, od pravilnih koncentričnih kuglastih do potpuno nepravilno-grudastih i bubrežastih, jer njihov oblik ovisi o tome imaju li ili nemaju jezgru, kakav je oblik te jezgre, kao i o tome na koji način i u kojem su smjeru brže rasla cijanoficejska vlakanca, kakav je bio donos sitnog sedimenta i kakav je bio učinak abrazije površine zrna pri njegovu prevrtanju i prijenosu strujama plime, oseke i valovima. Ako onkoidi nemaju jezgru ili je ona mala, tad im je oblik obično kuglast, a građa višemanje koncentrična. Ako sadrže krupnu jezgru plosnatog ili pločastog oblika, što je čest slučaj kad je jezgra bioklast školjke ili puža, onkoid ima izduženi, plosnati oblik. U pogledu morfoloških obilježja onkoidi su klasificirani u tri temeljna tipa (Logan et al., 1964; Radwanski & Szulczewski, 1966), kako to prikazuje sl. 3-4.

Onkoidi tipa C imaju oko jezgre koncentrične slojeve ili lamine, a oblik im ovisi o obliku jezgre (sl. 3-3A, 3-5 i 13-13A, B i C). Taj tip onkoida ukazuje na kontinuirani rast cijanobakterija po površini jezgre i na neprestano jednolično nakupljanje sedimenta po cijeloj površini jezgre zbog njezinog kontinuiranog laganog i razmjerno sporog prevrtanja u lagunama i plićacima s blago, ali stalno pokretljivom vodom.

Onkoidi tipa R odlikuju se slojevima ili laminama kupolasta oblika, jer im je rast u različitim smjerovima bio različit, ovisno o uvjetima od kojih su najvažniji neravnomjerno prevrtanje zrna, različita brzina rasta cijanobakterija i količina uhvaćenog i slijepljenog karbonatnog mulja na sluzave hitinske filamente alga. U pravilu je najveće ispupčenje onkoida na gornjoj strani jezgre gdje je bio najintenzivniji prirast onkoidnih cijanobakterijskih ovoja ili lamina (sl. 3-4).

Onkoidi tipa I odlikuju se polukružnim oblikom slojeva ili lamina kao posljedicom rasta cijanobakterija samo na jednoj strani onkoida ili abrazije lamina djelatnošću valova i nakupljanja cijanobakterija i uhvaćenog sedimenta samo na onoj strani koja nije bila izložena abraziji i eroziji. Ako su vremenski razmaci od prevrtanja zrna s jedne na drugu stranu bili dugotrajni, tad su cijanobakterije rasle samo na gornjoj polovici zrna, pa će se lamine polukružna oblika stvarati samo na toj strani onkoida (sl. 3-4). Taj tip onkoida nastaje u mirnim niskoenergijskim plićacima i lagunama, koji samo povremeno pri olujnim valovima imaju dovoljno visoku energiju vode za prevrtanje i pokretanje ovog tipa onkoida koji, u pravilu, imaju veće dimenzije (1-100 mm).

Oblik i morfologija onkoida općenito su posljedica odnosa brzine rasta cijanobakterija i drugih inkrustirajućih organizama i intenziteta hvatanja i sljepljivanja uhvaćenog i izlučenog karbonata na sluzava hitinska vlakanca organizama, kao i odnosa brzine prevrtanja onkoida i jačine abrazije njihovih površina u ovisnosti od energije vode. Općenito, onkoidi tipa C, kuglasta oblika s tanjim koncentričnim laminastim ovojima, nastaju u okolišima s pojačanom energijom vode u uvjetima stalnog ali blagog prevrtanja zrna, a što je oblik onkoida više nepravilno grudast s polukružnom laminastom građom - tipa I (sl. 3-4), to je okoliš imao mirniju vodu uz samo povremeno prevrtanje onkoida kod jačih struja ili olujnih valova.

Onkoidi mogu imati vrlo različite dimenzije, pa se zbog toga često pri označavanju njihovih veličina upotrebljavaju nazivi **mikroonkoid** (<2 mm) i **makroonkoid** (>2 mm).

Prema postanku, odnosno vrsti organizama koji su sudjelovali u biogenom nakupljanju onkoida, razlikuju se (Flügel, 1982):

- algalni onkoidi,
- zoogeni foraminifersko-algalni onkoidi i
- mikritni onkoidi.

1. Algalni onkoidi su nastali biogenim nakupljanjem karbonata posredovanjem cijanobakterija ili rodoficejskih alga.

S obzirom na građu razlikuju se dvije temeljne skupine cijanobakterijskih ("cijanoficejskih") onkoida: spongiostromatski i porostromatski onkoidi (Peryt, 1983).

Spongiostromatski onkoidi (sl. 3-3C) se odlikuju spongiostromatskom ili spužvastom građom pa su poznati i pod nazivom **spužvasti onkoidi** (*spongy oncoids*).

Porostromatski onkoidi ili **onkoidi s porostromatskom građom** (Monty, 1981) nemaju spužvastu građu već pokazuju brojne sitne cjevčice mikritnih stijenki promjera <100 μm. Te su porostromatske cjevčice vjerojatno kalcificirani cijanobakterijski hitinski filamenti.

Onkoidi nastali samo kalcifikacijom cijanobakterija bez nakupljanja vapnenačkog taloga nisu po postanku prava obavijena zrna, pa se takav tip onkoida zove **cijanoidni onkoidi** ili **cijanoidi** (*cyanoids* - Riding, 1983).

Skupini porostromatskih algalnih onkoida pripadaju i poznati **onkoidi *Girvanella*** i **onkoidi *Ortonella*** karbonskih i permskih vapnenaca. Onkoidi *Girvanella* su posebno karakteristični za marinske potplimne okoliše i odličan su pokazatelj uvjeta u kojima je taloženje sporo, odnosno uvjeta s niskim obrocima sedimentacije (Peryt, 1983). Onkoidi poznati pod imenom *Ortonella* odlikuju se loše očuvanim debelim ili tankim ovojima od kojih su neki bez, a neki s mnogo cjevčica (tuba) porostromatskih algi, vjerojatno *Stylocodiuma*(?), dugačkih nekoliko stotina mikrometara. Dužina i debljina cjevčica se obično povećavaju od jezgre prema rubu onkoida *Ortonella tipa*.

U nas se vrlo često i u velikim količinama u mezozojskim platformnim vapnencima u jadranskom i dinarskom području nalaze različiti morfološki i genetski tipovi algalnih onkoida (sl. 3-3, 3-5 i 13-13).

Rodoficejski algalni onkoidi ili **rodoidi**, tzv. **rodoliti** (*rhodolites* - Bosellini & Ginsburg, 1971) kad govorimo o stijeni, nastali su nakupljanjima i inkrustacijskim procesima crvenih alga - koralinaceja - u prigrebenskim i grebenskim okolišima s visokom energijom vode. Vrlo su čest tip recentnih, a i fosilnih onkoida u vapnencima. Redovito ih nalazimo unutar badenskih litotamnijskih i biokalkarenitnih vapnenaca.

2. Zoogeni foraminiferško-algalni onkoidi ili **zoofitski onkoidi** nastaju biogenim nakupljanjima i oblaganjima inkrustirajućih životinja oko neke jezgre, najčešće foraminifera u zajedničkom rastu s algama. Poznati primjeri takvih onkoida jesu **onkoidi *Osagia*** i **onkoidi *Spherocodium*** te kao poseban morfološki tip **nubekularijski onkoidi**, odnosno po obliku i dimenzijama jako varijabilni onkoidi sesilnih foraminifera - *Nubecularia* (sl. 13-13D).

Onkoidi poznati kao morfološki tip *Osagia* tipični su za gornji paleozoik, a odlikuju se jasno raspoznatljivom koncentričnom građom, tj. koncentričnim laminama ili ovojima oko jezgre. Onkoidi *Spherocodium* tipa su karakteristični za alpski razvoja trijasa (sl. 3-3B i 13-13C)

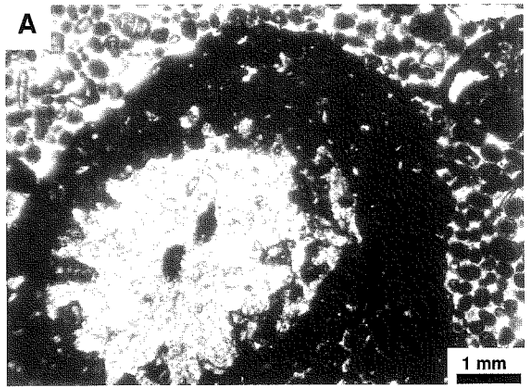
3. Mikritni onkoidi nastaju, kao i algalni onkoidi, inkrustacijskim procesima alga koje se fosilno ne mogu očuvati, procesima sljepljivanja mikritnih zrna na sluzave površine alga (mikritne prevlake ili *Mikrithüllen* - Bachmann, 1973), odnosno na pojedinačne busenčiće cijanobakterija (algalne lopte, sl. 3-3D) te mikritizacijskim procesima cijanobakterija, alga i gljivica koje buše supstrat (*circumcrusts* - Wolf, 1965).

Mikritni su onkoidi vrlo česti i obilno prisutni sastojci mnogih paleozojskih i mezozojskih vapnenaca i očuvali su tipičnu mikritnu ili spužvastu građu kao posljedicu brojnih kalupnih šupljinica vlakanaca cijanobakterija.

Slično kao ooidi, i onkoidi su dobri indikatori uvjeta i okoliša taloženja. Pretežiti broj marinskih cijanoficejskih onkoida, koji se nalaze u paleozojskim i mezozojskim vapnencima, nastali su u vrlo plitkom moru, uglavnom u plitkom potplimnom okolišu (odjeljak 13.2.4), lagunama i okolišima zaštićenih plićaka (odjeljak 13.3.1). Optimalni uvjeti za nastanak onkoida jesu zaštićeni plićaci i lagune s niskom energijom vode i malom brzinom akumulacije taloga, jer kod brze sedimentacije do zatrpavanja onkoida dođe prije nego što završi njihov rast, a osim toga, brza sedimentacija spriječava rast organizama koji sudjeluju u biogenoj akumulaciji karbonata i rastu onkoida. Velika količina onkoida koji mogu biti koncentrirani u tanje proslojke ili biti povezani u koraste onkoidne nakupine (sl. 13-13A i B), kako je to primjerice opisano u donjemu aptu Istre (Tišljar, 1978a, 1983; Vlahović, 1999), ukazuje na vrlo male obroke taloženja i brzo očvršćivanje tipa tvrdoga dna (*hardground*).

S druge pak strane, visoka energija vode abrazijom površine zrna onemogućava rast cijanobakterija i rast onkoida. Recentni marinski onkoidi pretežito nastaju u donjoj plimnoj i gornjoj potplimnoj zoni (donji *intertidal* do gornji *subtidal*), dubine od 0,5 do 3 m sa sporim strujanjem vode (Flügel, 1982).

Osim u marinskim okolišima, onkoidi nastaju i u plitkim jezerima, riječnim pješčanim prudovima i mirnim riječnim tokovima, kao i hiperslanim okolišima, kao što su obalne močvare (vidi odjeljak 4.3.1 i poglavlje 15.2).



Slika 3-6 Kortoidni bioklastični vapnenci. **A** - Kortoid ("obavijeni bioklast") nastao centripetalnom mikritizacijom skeleta hidrozoja (*Cladocoropsis mirabillis*) djelatnošću cijanobakterija koje buše podlogu. Debela mikritna ovojnica (tamno) od površine skeleta neravnomjerno duboko prodire u njegovu unutrašnjost i potpuno uništava primarnu mikrostrukturu skeleta. Mikroskopski izbrusak ooidno-kortoidnog radstona (ooidnog biosparrudita) taloženog na plimnom prudu u vodi visoke energije, odnosno pri snažnim valovima i/ili olujnim plimnim valovima. Član C ciklusa pokrupnjavanja naviše na sl. 12-14. Gornja jura (oksford - kimeridž), Muča - Rovinj. **B** - Bioklastični radston (biosparrudit) sastavljen od krupnih koraljnih i stromatoporoidnih kortoida, ljušturica bentosnih foraminifera, intraklasta i sitnih ooida. Koraljni kortoidi, za razliku od potpuno mikritiziranog stromatoporoidnog kortoida (tamno zrno u središnjem lijevom i dio zrna u gornjem desnom dijelu), sadrže razmjerno tanke mikritne ovojnice po površini skeleta (tamno) koje od mjesta do mjesta, ovisno o intenzitetu mikritizacije i periodičnosti prevrtanja skeleta, nejednako duboko prodiru u unutarnji dio skeleta. Mikroskopski izbrusak kortoidnog radstona (biosparrudita) taloženog na visokoenergijskom plimnom prudu, odnosno pri snažnim valovima i/ili olujnim plimnim valovima. Član C ciklusa pokrupnjavanja naviše na sl. 12-14. Gornja jura (oksford - kimeridž), Muča - Rovinj.

3.5. Kortoidi ili obavijeni bioklasti

Kortoidi ili obavijeni bioklasti *su zrna koja se sastoje od fragmenta nekog skeleta, tj. bioklasta, i tanje ili deblje mikritne ovojnice po površini takvog zrna* (sl. 3-6). Naziv *cortoids* (od latinskog *cortex* = kora) upotrijebio je Flügel (1982) za zaobljene bioklaste i peloide koji po površini imaju **mikritnu ovojnicu** (*micrite envelope* - Bathurst, 1966) koja je nastala djelatnošću cijanobakterija, kloroficeja i gljivica koje buše podlogu na kojoj rastu, tj. procesima mikritizacije (vidi poglavlje 5.3). Pri životnoj aktivnosti tih organizama koji nastanjuju površine zrna koja im služe kao supstrat za rast nastaju sitne bušotinice promjera od 2 do 30 μm cjevasta oblika. Nakon uginuća organizama one se ispunjavaju gustim, sitnim mikritom (sl. 3-6, 5-4A i 5-5). Taj je mikrit vjerojatno produkt izlučivanja karbonata posredovanjem bakterija, a manjim dijelom i ostatak nastao pri bušenju i razaranju skeleta.

S obzirom na način postanka mikritnih ovojnica oko bioklasta procesima mikritizacije, kortoidi ili obavijeni bioklasti (*coated shells* - Wilson, 1967) po svom se postanku razlikuju od onkoida nastalih hvatanjem i lijepljenjem karbonatnog mulja na vlakanca i sluz cijanobakterija ili onkoida nastalih inkrustacijskim procesima rodoficeja ili inkrustirajućih foraminifera.

Kortoidi ili obavijeni bioklasti dobri su indikatori uvjeta i okoliša taloženja, jer njihove ovojnice uglavnom nastaju u morskim plićacima s dubinom vode ne većom od 15 do 20 m, i to prije svega u mirnim, zaštićenim plićacima i lagunama. Naime, u vodi visoke energije, zbog habanja i abrazije površine zrna, alge, bakterije i gljivice koje buše podlogu ne mogu se nastaniti po površinama zrna koja se neprestano taru jedna o druga i intenzivno habaju po površinama. Međutim, kortoide u pravilu nalazimo i u vapnencima grejnston i radston tipa taloženim u prigrebenskim okolišima, na plimnim prudovima i plićacima s visokom energijom vode i konstantnom djelatnošću valova, ali tu su oni dospjeli naplavljivanjem jakim plimnim strujama i olujnim valovima iz obližnjih zaštićenih plićaka ili zagrebenskih i lagunskih okoliša (vidi sl. 12-14). Vrlo su česti i kortoidi nastali na skeletima i bioklastima grebenotvornih organizama (koralja, hidrozoja, stromatoporoida), što je posljedica njihove djelomične mikritizacije po slobodnim površinama dok su još bili sastavni dio organogenih grebena (vidi poglavlje 13.5). Međutim, najveći dio takvih je kortoida nastao nakon razaranja grebena od bioklasta taloženih u zagrebenskim plićacima iz kojih su zatim valovima i jakim plimama naplavljivani u susjedne okoliše (sl. 3-6 i 12-14).

3.6. Agregirana zrna

Agregirana zrna (*aggregate grains*) *karbonatna su zrna sastavljena od više međusobno nakupljenih, mikritom ili sparitom spojenih manjih zrna.* Nastala su algalnim sljepljivanjima ili izlučivanjima cementa njihovom životnom djelatnošću, asimilacijom, odnosno biomineralizacijom. Kao pojedinačna zrnca u agregiranim zrnima obično se pojavljuju međusobno slijepljeni peleti, peloidi, sitni algalni onkoidi, intraklasti i, rjeđe, mikritizirani ooidi.

Agregirana zrna obično imaju promjer između 0,5 i 3 mm, nepravilan oblik i raznovrsnu unutarnju građu. Pojedinačna međusobno slijepljena zrna koja ulaze u sastav agregiranoga zrna su u pravilu intenzivno mikritizirana. S obzirom na oblik i unutarnju građu kod recentnih agregiranih zrna različiti im autori daju različite nazive: nepravilno oblikovana agregirana zrna sa šupljinicama u unutrašnjosti i gustim vanjskim obrubom poznata su pod nazivom *lumps* (Illing, 1954), a agregirana zrna sastavljena od više kuglastih zrnaca, često potpuno mikritiziranih ooida, kao **grejpston zrna** jer su slična grožđu (*grapestone* - Illing, 1954). Ako agregirana zrna imaju tanki površinski ovoj, poznata su kao *botryoidal lumps* (Wilson, 1967), a ako su nastala sljepljivanjem sitnih zrnaca djelatnošću algi nazivaju se *algal lumps*.

Agregirana se zrna općenito nalaze samo u plitkomorskim potplimnim i plimnim (*peritidal*) okolišima s niskom energijom vode do dubine ne veće od 10 m i s vrlo malim obrocima sedimentacije karbonatnog mulja i drugoga karbonatnog sedimenta, te u brakičnim ili bočatim vodama u plimnim zonama.

3.7. Stromatoliti

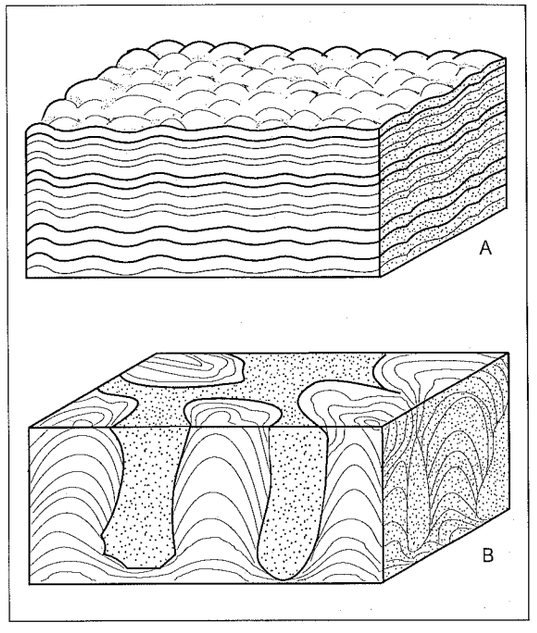
Stromatolit *je organska taložna struktura nastala hvatanjem, vezivanjem i/ili izlučivanjem sedimenta aktivnošću mikroorganizama, prije svega cijanobakterija* (Walter, 1976a). *Fosilni, tj. čvrsto litificirani stromatoliti valovito su laminirane, gusto laminirane ili kupolaste gusto laminirane karbonatne stijene nastale hvatanjem i vezivanjem i/ili izlučivanjem sitnoga karbonatnog talo-*

ga na livade cijanobakterija. Za stromatolitne karbonatne sedimente često se koriste još i nazivi "cijanobakterijske livade" (*cyanobacterial mats*), "algalne livade" (*algal mats*), "mikrobakterijske livade" (*microbial mats*), "livade mikrobakterijskih zajednica" (*microbial mat communities*), "kriptalgalni vapnenci" (*cryptalgal limestones*) ili "kriptalgalni laminiti" (*cryptalgal laminites*).

Naziv **stromatolit** obično se koristi za neravno laminirane kupolaste, stupaste i valovito povijeno oblikovane stromatolitne strukture, a naziv **kriptalgalni vapnenci** ili **kriptalgalni laminiti** za lateralno kontinuirano slojevite stromatolitne taloge koji se odlikuju jednoličnom i kontinuiranom ravnom ili planarnom laminacijom s laminama debljine manje od 1 mm pa do nekoliko centimetara (Monty, 1976).

Za organske taložne strukture ili "mikrobakterijske livade" po postanku slične stromatolitima koje, međutim, nemaju za stromatolite karakterističnu laminaciju, a u mikroskopskom se izbrusku odlikuju mrvičastom građom (*clotted fabric*) u obliku mrvica, oblaka ili grudica mikrokristalastog vapnenca, Aitken (1967) je uveo naziv "**trombolit**i" (*thrombolite*). Zajedno sa stromatolitima, tj. u obliku stromatolitno-trombolitnih zajednica obično se nalaze kao grebenotvorni organizmi nekih tipova grebena u zagrebenskim okolišima (Aitken, 1967; Kennard & James, 1986; Feldman & McKenzie, 1997).

Recentni se stromatoliti sastoje od organskih i anorganskih lamina koje se učestalo međusobno vertikalno izmjenjuju. **Organske lamine** sadrže brojne rodove cijanobakterija. Istražujući recentne stromatolite na Bahamskim otocima, Monty (1967) je utvrdio da u natplimnoj zoni ili *supratidalu* i u gornjem dijelu plimne zone ili *intertidala*, primjerice, prevladavaju rodovi *Schizotrix* i *Scytonema*, a u *intertidalu* uglavnom prevladava rod *Rivularia*. U donjem dijelu plimne zone (*lower intertidal*), koja je duže vrijeme pri izmjenama plima i oseka preplavljivana morem od gornjega dijela, najčešći je rod *Schizotrix*, koji tu tvori *Schi-*



Slika 3-7 Dva temeljna morfološka tipa stromatolita. **A** - LLH-stromatolit ili *Collenia*-stromatolit odlikuje se kontinuiranim valovitim laminama i međusobno bočno povezanim polukuglastim ispupčenjima na gornjoj slojnoj površini. **B** - SH-stromatolit ili *Cryptozoon*-stromatolit odlikuje se vertikalno stršećim polukuglastim, međusobno odvojenim kupolastim oblicima.

zotrix laminirane kupolaste stromatolite, odnosno ***Collenia*-stromatolite** ili **LLH-stromatolite** (sl. 3-7A). U plitkom dijelu potplimne zone najobilniji su, poput buzdovana vertikalno stojeći, kupolasti stromatoliti kolonija algi *Lyngbya*, odnosno ***Cryptozoon*-stromatoliti** ili **SH-stromatoliti** (sl. 3-7B).

Osim u plitkomorskim okolišima normalnoga saliniteta (otvoreni potplimni okoliš), potplimnoj zoni, plimnoj ravnici, plimnoj i natplimnoj zoni (Monty, 1967; Gebelein, 1976), stromatoliti mogu nastati i u hiperslanim lagunama i jezerima te obalnim salinama (Playford & Cockbein, 1976; Von der Borch, 1976b; Kinsman & Park, 1976), kao i

u brakičnoj i slatkoj vodi (Monty & Hardie, 1976; Egglestone & Dean, 1976; Freytet & Plet, 1996; Freytet & Verrecchia, 1998), ali i na vrućim izvorima (Walter, 1976b).

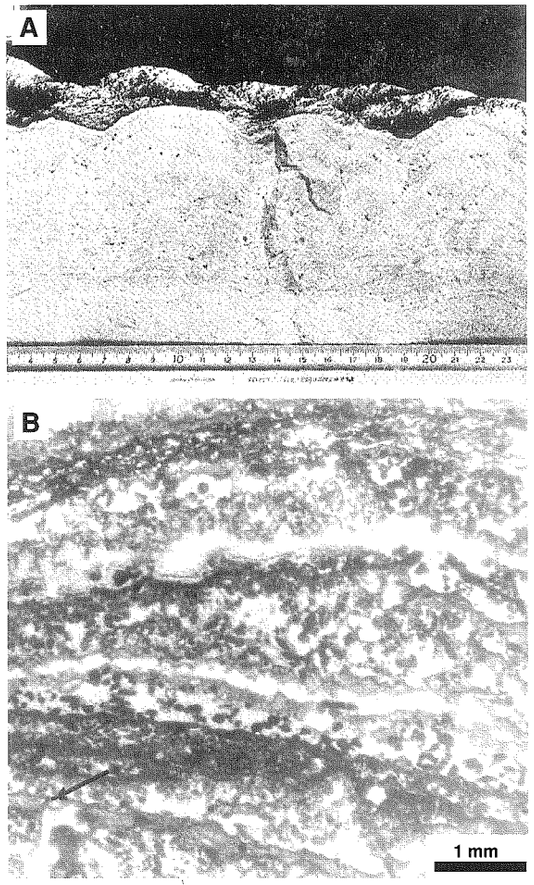
Anorganske lamine se sastoje od karbonatnog mulja, peleta, sitnih skeleta ili krhotina skeleta zelenih alga, gastropoda, ostrakoda, bentosnih foraminifera i sl., tj. od sedimenta koji je bio naplavljen na "algalnu livadu", gdje se uhvatio na sluz vlakanaca cijanobakterija. Količina tako uhvaćenog, a zatim i cijanobakterijama obraslog sedimenta vrlo je varijabilna i izravno ovisi o režimu rasta cijanobakterijske livade, količini donosa sedimenta plimama, kao i međusobnom odnosu plimama donesene i osekama odnesene količine sedimenta s cijanobakterijske livade. Preplavljivanja cijanobakterijskih livada u plimnoj zoni tijekom plima i njihova isušivanja tijekom oseka rezultiraju stvaranjem pretežito organskih - cijanobakterijskih i pretežito anorganskih - vapnenačkih lamina. Pri preplavljivanju na livadi se akumulira karbonatni sediment (mulj, peleti, peloidi, skeleti i krhotinice skeleta), a za vrijeme oseka nema akumulacije sedimenta, pa je na vlažnom muljevitom tlu omogućen bujan rast cijanobakterija koje obrastu sav plimom na livadu donesen sediment (Gebelein & Hoffman, 1968). Ako plime na cijanobakterijsku livadu donose preveliku količinu sedimenta, tj. predebeli sloj, cijanobakterije su preduboko prekrivene sedimentom, ne mogu ga prerasti, pa trunu i na njihovu se mjestu izlučuje kalcitni cement uz tvorbu fenestra.

Morfologija lamina, njihova debljina i učestalost međusobnih izmjena ovisne su o brojnim čimbenicima među kojima su najznačajniji amplitude plima i oseka, dubina vode, brzina strujanja, količina i debljina na cijanobakterijsku livadu donesenog sedimenta, vrsta supstrata na kojemu rastu cijanobakterije, slanost vode, periodični ciklusi s olujnim valovima i ekstremno visokim plimama koji na livadu naplavljuju veće količine sedimenta, temperatura, vrsta i broj rodova cijanobakterija. Klasifikacija stromatolita temelji se na njihovoj morfologiji i internim teksturama (strukturama). Logan et al. (1964) razlikuju dva osnovna tipa stromatolita:

1. LLH-stromatoliti (*laterally linked hemispheroids* = bočno povezane polukugle) ili ***Collenia*-stromatoliti** u poprečnom se presjeku odlikuju valovito povijenim laminama, a na gornjoj površini brojnim međusobno bočno povezanim polukuglastim ispupčenjima i udubljenjima (sl. 3-7A, 3-8, 3-9 i 13-9A, B i C). Ovaj tip stromatolita nastaje na *intertidalu* i *supratidalu*. Odlikuje se fenestralnom građom, pukotinicama isušivanja, plimnim kanalima i obrastanjem raskinutih lamina i stromatolitnih breča livadama cijanobakterija.

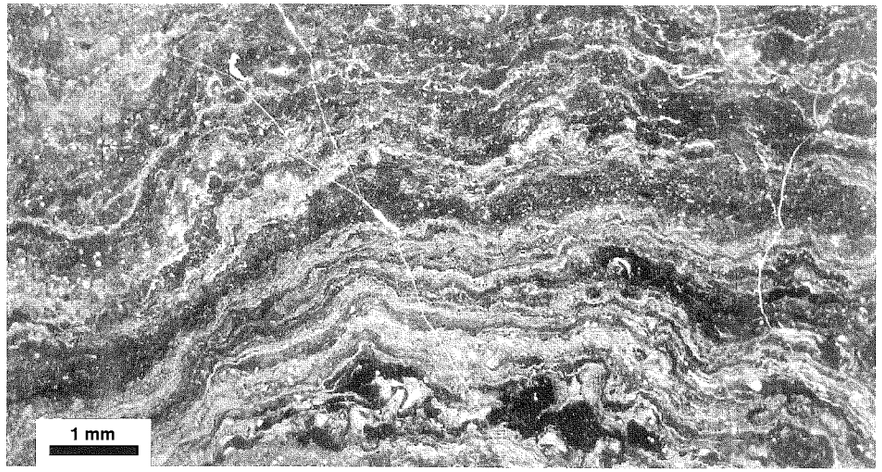
2. **SH-stromatoliti** (*stacked hemispheroids* = vertikalno stršeće stožaste polukugle) ili ***Cryptozoon*-stromatoliti** odlikuju se pojedinačnim, međusobno odvojenim, buzdovanu sličnim kupolastim nakupinama laminirane unutarnje građe (sl. 3-7B). Nastaju u plitkom *subtidalu* koji je barijerama zaštićen od razorna djelovanja valova, u kojem su amplitude plime i oseke vrlo velike, tj. u *makrotidalnim* područjima.

Karbonatni stromatoliti nisu ograničeni isključivo samo na periplimne okoliše (*supratidal*, *intertidal*, plitki *subtidal*) već mogu nastati i u plitkim hiperslanim baricama ili salinama koje su periodički preplavljivane morskom vodom, u slatkovodnim močvarama i termalnim izvorima. Osim već spomenuta dva osnovna morfološka tipa stromatolita, tj. LLH-stromatolita i SH-stromatolita, postoje brojni morfološki oblici stromatolita između ta dva krajnja morfološka člana, što je u uskoj vezi s energijom vode i odnosima rasta cijanobakterija, donosa i izlučivanja sedimenta i odnošenja sedimenta vodenim strujama. U Shark Bayu Hoffman (1976) je, primjerice, izdvojio četiri morfološka oblika stromatolita karakteristična za strogo definiranu energiju vode ovisno o utjecaju valova ili samo blage plime. Na produžetku strmih rtova u more, gdje su valovi jaki, nastaju **odijeljeni stupasti stromatoliti** (*columnar structures*). Dimenzije stupastih tijela, osobito njihov reljef, razmjerne su jakosti valova. Taj tip stromatolita poznat je kao **stromatolitni organogeni greben** (*stromatolite buildup*), koji je posebno značajan za prekambrij i paleozoik (odjeljak 13.5.1). U zaljevima valovima manje izloženih dijelova rtova nastaju **izduženi stupasti stromatoliti** (*elongated columns*), gdje je izduženost stupastih oblika paralelna sa smjerom naleta valova. U područjima koja su djelomice zaštićena od naleta valova nalaze se **valoviti stromatoliti** s morfologijom sličnom hrptovima i žljebovima (*ridge and rill structures*) i amplitudama hrptova od 10 do 30 cm, pri čemu su uzdužne osi hrptova ili žljebova paralelne sa smjerom napredovanja valova. U zaštićenim malim zaljevima i zatonima, gdje nema valova, već je more izloženo samo blagim plimnim strujama, nalaze se **slojeviti tankolaminirani kriptalgalni stromatoliti** (*stratiform cryptalgal sheets*), koji se odlikuju blagim reljefom s amplitudama do 4 cm.



Slika 3-8 Stromatoliti. **A** - Poprečni presjek kroz sloj LLH-stromatolita koji na gornjoj slojnoj površini sadrži bočno povezana polukuglasta ispupčenja (= LLH). Član b ciklusa oplićavanja naviše sa slike 12-2. Donja kreda (valendis), kamenolom Sošići kod Brajkovića u Istri. **B** - Mikroskopski izbrusak LLH-stromatolita sa slike A: izmjena valovitih, tamnih mikritnih i pelmikritnih lamina sa svijetlim sparitnim laminama i laminoidnim fenestrama. Svijetle sparitne lamine i laminoidne fenestre pretežito se sastoje od sparitnog kalcita koji je kao cement izlučen na mjestu cijanobakterijskih livada (sparitne lamine) nakon što su istrunuli njihovi organski sastojci, odnosno u šupljinama koje su bile ispunjene plinovima ili pornim fluidima (fenestre). Tamne su lamine uglavnom sastavljene ili od mikrita, tj. sitnog karbonatnog mulja, ili od mikrita, peleta i fosila, odnosno sitnozrnastih karbonatnih taloga koji su plimama bili naplavljivani, hvatani i vezivani na cijanobakterijske livade.

U plimnoj i natplimnoj zoni stromatoliti se mogu razmjerno lako fosilno očuvati, jer je njihova litifikacija pospješena dehidratacijom taloga i izlučivanjem kalcitnog, aragonitnog ili Mg-kalcitnog cementa u porama zbog isparavanja morske vode, a u potplimnoj zoni zbog izlučivanja takva mineralnog cementa iz tople i Ca-hidrogenkarbonatom prezasićene morske vode (odjeljci 13.2.1 do 13.2.3). Pri tome bitnu ulogu ima izlučivanje karbonata uzrokovano fotosintetskim procesima alga i cijanobakterija (poglavlje 2.2). Razumljivo je da u fosilnim stromatolitima "algalne livade" nisu očuvane, jer su istrunule vrlo brzo nakon što su bile prekrivene talogom. Pri njihovu truljenju stvaraju se "šupljine ptičjega oka" ili fenestre koje se postupno ispunjavaju cementom (vidi odjeljak 13.2.1). Zbog toga se stromatoliti odlikuju visokim sadržajem cementa, brojnim fenestrama i izmjenama kriptokristalastih, pelmikritnih i/ili biopelmikritnih ili biomikritnih lamina s laminama pretežito sastavljenim samo od cementa (sl. 3-8B i 13-9C). Fenestre ili "šupljine ptičjega oka" su u



Slika 3-9 LLH-stromatolit: mikroskopski izbrusak LLH-stromatolita koji se odlikuje valovito povijenim, tankim mikritnim i mikrosparitnim ("kriptalgalnim") laminama nastalim hvatanjem i vezivanjem karbonatnoga taloga na sluz i vlakanca cijanobakterijskih livada na muljevitoj plimnoj ravnici (osladenoj zoni?), vjerojatno pod utjecajem meteorske vode pri relativnom spuštanju morske razine. Treći član ciklusa oplićavanja naviše sa sl. 12-7A. Gornja jura (gornji titon), kamenolom Mondolaco kod Rovinja.

stromatolitima (sl. 3-8B) nastale ispunjavanjem prostora u kojemu su istrunule cijanobakterije ili ispunjavanjem prostora u kojemu je bio nakupljen plin kao produkt truljenja (odjeljak 13.2.1). Pri ispunjavanju prostora gdje su istrunule alge obično nastaju izdužene laminoidne (planarne) fenestre.

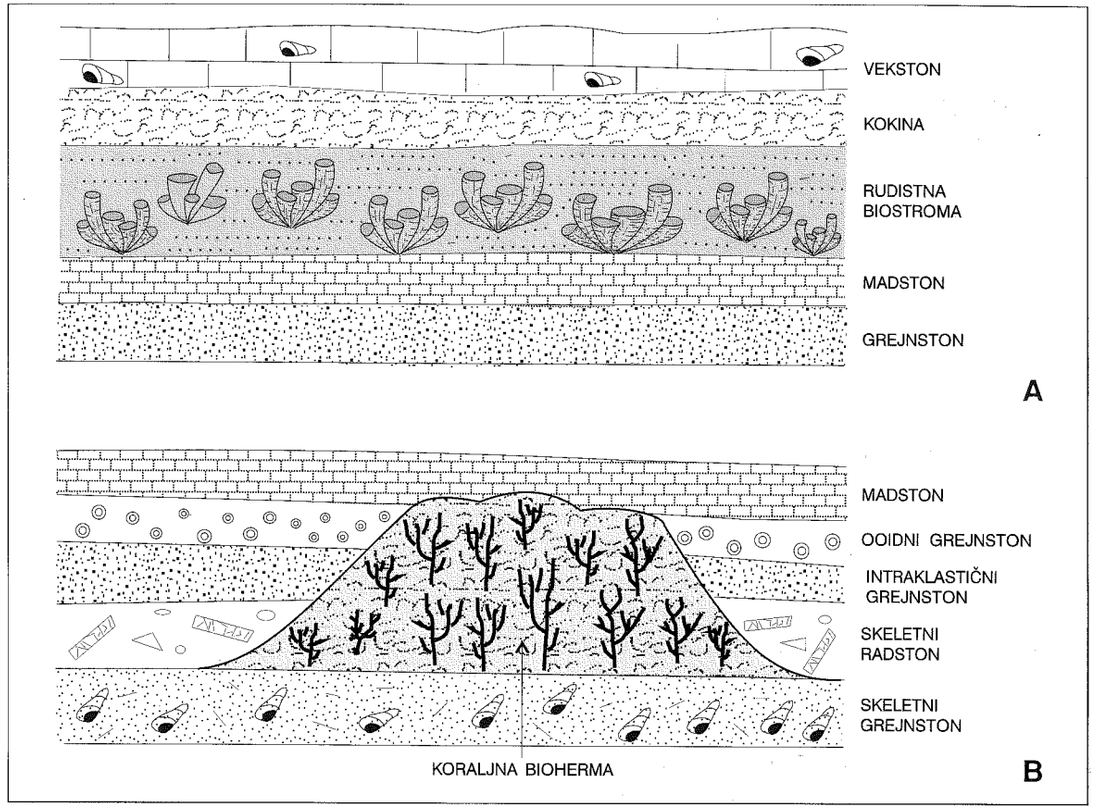
3.8. Fosili: mineralogija skeleta i ekologija

Fosili, odnosno skeleti i ljušturice organizama ili njihovi krupniji i sitniji fragmenti - bioklasti - kod većine su vapnenaca značajne ili bitne primarne strukturne komponente. U vapnencima oni se pojavljuju kao:

- bioklasti, tj. krupniji ili sitniji fragmenti skeleta i ljuštura,
- cijeli skeleti i ljušturice koji su prije taloženja bili prenošeni vodenim strujama, plimom i valovima, i
- skeleti ili ljušturice litificirani na staništu u položaju rasta, odnosno *in situ*.

3.8.1. Terminologija fosilifernih vapnenaca: kokine, biostrome i bioherme

U svakom od prije spomenutih triju načina pojavljivanja fosila nastaju vapnenci strogo određenih strukturno-teksturnih odlika, koje su izravna posljedica ekoloških, sedimentoloških i hidrodinamičkih uvjeta i okoliša taloženja. Zato su i vapnenci pretežito sastavljeni od fosila jedne od tih triju skupina dobili posebna imena i sedimentološko-petrološke nazive, za razliku od paleontoloških naziva vapnenaca. Pri paleontološkom imenovanju vapnenaca stijena dobije ime po prevladavajućoj vrsti fosila ili po najvažnijoj provodnoj



Slika 3-10 Morfološki oblici i načini pojavljivanja fosilifernih vapnenaca: **A** - biostroma i **B** - bioherma (iz Tišljar, 1994).

vrsti fosila koju vapnenac sadrži, npr. rudistni, foraminiferski, cefalopodni, brahiopodni vapnenci, odnosno diploporni, micijski, salpingoporelski, alveolinski, numulitni, klipeinski vapnenci, itd.

Sedimentološko i petrografsko označavanje vapnenaca temelji se na teksturnim, strukturnim i genetskim značajkama skeletnih vapnenaca, tj. vapnenaca koji se pretežito sastoje od skeleta organizama ili od njihovih fragmenata - bioklasta.

Vapnenci koji su pretežito sastavljeni od bioklasta općenito se nazivaju **bioklastični vapnenci**, a vapnenci koji sadrže i bioklaste, ali i cijele transportirane skelete i ljušturice **skeletni vapnenci** (sl. 3-6). Za bioklastične i/ili skeletne vapnence koji su pretežito sastavljeni od dobro sortiranih bioklasta i/ili cijelih skeleta promjera od 0,063 do 2 mm, uobičajeni je naziv **biokalkarenit**, pri čemu *biokalk* označava biogene vapnenačke sastojke, a *arenit* njihove arenitne, tj. pješčane dimenzije (13-21A, B i C). U američkoj se terminologiji umjesto naziva biokalkarenit kao sinonim upotrebljava termin *biocalciarenit*. Sukladno tome, u vezi s dimenzijama bioklasta i skeleta, vapnenci koji se pretežito sastoje od fosilnih ostataka dimenzija >2 mm nazivaju se **biokalkruditi** (sl. 3-6), a manjih od 0,063 mm **biokalklutiti**.

Unutar skupine bioklastičnih vapnenaca, osim toga, postoje i pobliže definirani tipovi vapnenaca: vapnenac koji se pretežito sastoji od loše sortiranih, slabo cementiranih bioklasta i ljuštura školjkaša i/ili gastropoda naziva se **kokina** (*coquina*), odnosno u francuskoj terminologiji *lumachela*, a njemačkoj *Schillkalk*. Ako su u takvom vapnencu bioklasti školjkaša i/ili gastropoda dobro sortirani, zaobljeni i abradirani vapnenac se naziva **kokinit** (*coquinite*) ili, ako su bioklasti <0,063 mm **mikrokokinit** (*microcoquinite*).

Ako vapnenac sadrži dobro očuvane skelete ili ljušture organizama litificiranih u položaju i na mjestu rasta, tada govorimo o **organogenim grebenima** ili je to **biolititni vapnenac** (poglavlje 4.2). U vezi s morfološkim značajkama, odnosno oblikom takva sedimentnog tijela i njegova odnosa prema vapnencima u podini i krovini, postoje:

- **biostroma**, koja ima oblik sloja ili velike leće s više ili manje konkordantnim odnosom prema stijenama podine i krovine (sl. 3-10A), te
- **bioherma**, kao kupolasto do nepravilno ispupčeno sedimentno tijelo gromadastog oblika nastalo litifikacijom grebenotvornih organizama u položaju i na mjestu rasta (sl. 3-10B). Ti su organizmi vertikalnim rastom i redanjem jedne generacije preko druge stvarali ili veće organogene grebene ili manje **krpaste grebene** (*patch reefs*).

Neki organizmi, osobito cijanobakterije, premda se sami fosilno ne očuvaju, mogu stvarati biolititne vapnence stromatolitnoga tipa (sl. 3-7 do 3-9 i 13-9), o čemu je više riječi bilo u prikazu stromatolita (poglavlje 3.7).

Za petrogeno najvažnije fosile biljnog i životinjskog podrijetla, tj. one čiji skeleti ili ljušture, bilo cijeli bilo sitno razmrvljeni, s velikim udjelom sudjeluju u sastavu vapnenaca, potrebno je poznavati od kojeg su im minerala prvobitno bili izgrađeni skeleti ili ljušture da bi se bolje mogli shvatiti i rekonstruirati dijagenetski procesi koji su od rahlog, rastresitog, vodom zasićenog taloga doveli do čvrste stijene - vapnenca, ali i da bi se shvatili ekološki uvjeti i okoliši u kojima su organizmi živjeli, ugibali i stvarali skeletne vapnence.

Prema Lowenstamu (1963) u paleozoiku su prevladavali organizmi s kalcitnim skeletima, u mezozoiku raste udio organizama s aragonitnim skeletima, a u kenozoiku bujan razvoj foraminifera i kokolita uzrokuje ponovan porast udjela kalcitnih skeleta. Kod koelenterata (hidrozoja, oktokoralja), briozoja i molusaka aragonit prevladava u skeletima i ljušturama vrsta koje žive u toploj vodi. Aragonitne skelete imaju i zelene i crvene alge toplih mora, ali se crvene alge s kalcitnim skeletima pojavljuju i u toplim, ali i u hladnim polarnim morima.

3.8.2. Zelene i crvene alge

3.8.2.1. Zelene alge (*Chlorophyta*)

Od zelenih alga petrogeno su najvažnije dasikladaceje i kodiaceje, koje pripadaju klorozoanskoj i kloralgalnoj zajednici (Lees & Buller, 1972). U klorozoanskoj zajednici, koja može postojati samo u moru čija se temperatura na površini ne spušta ispod 15 °C uz stalni salinitet od 32 do 40‰, pojavljuju se uglavnom uz hermatipne koralje. Pri povišenju saliniteta iznad 40‰ hermatipni koralji više ne mogu, a zelene alge još uvijek mogu živjeti. To je razlog zašto se u kloralgalnoj zajednici, koja živi u morima čija temperatura nije bitno niža od 15 °C uz povišeni salinitet, zelene alge pojavljuju uz mekušce, ali bez hermatipnih koralja (vidi odjeljak 2.3.1).

Zelene su alge skelete gradile i danas ih grade od igličastih kristalića aragonita. Taj aragonit obično ima povećanu koncentraciju stroncija u odnosu na aragonit u skeletima drugih organizama.

Dasikladaceje (*Dasycladaceae*) preferiraju tople i zaštićene morske plićake. Najpovoljniji ekološki uvjeti za njihov razvoj jesu zaštićeni plićaci toplih mora do dubine od 3 do 5, najviše do

30 m, tj. okoliši plitke potplimne zone (*subtidal*) s niskom energijom vode, muljevitim ili karbonatnim pjeskovitim dnom (odjeljci 13.2.4 i 13.3.1). Skelet im se sastoji od središnjeg stabla i tankih ogranaka. U mikroskopskom izbrusku imaju kružni, U ili V-oblik koji se odlikuje velikim centralnim otvorom i tankom stijenkom s porama jednoličnih dimenzija i oblika (sl. 3-1B i 13-21B). U uzdužnim presjecima kružne se pore također mogu vidjeti i mogu biti jasno segmentirane. Stijenke stabla i ogranaka izgrađene su od zrakasto raspoređenih iglica aragonita, koji je u vapnencima transformiran u kalcit, a šupljina središnjeg stabla i ogranaka ispunjena je mikritnim matriksom, rjeđe kalcitnim cementom (sl. 13-21B). Na aragonitnim stijenkama obično nalazimo mikritnu ovojnicu kojom je tijekom dijageneze nakon transformacije aragonita u kalcit ili otapanjem aragonita ostala očuvana kontura skeleta u koju je naknadno mogao biti izlučen kalcitni cement (vidi poglavlje 5.2).

Kodiaceje (*Codiaceae*) su živjele u toplim tropskim do suptropskim morima normalna saliniteta i temperaturama od približno 25 °C i to uglavnom u donjem dijelu plimne zone i plitkom *subtidalu* dubine do 10 m, pojedine vrste rjeđe i na većim dubinama. Optimalni ekološki uvjeti za njihov razvoj su bili u plitkim potplimnim okolišima s niskom energijom vode i muljevitim ili karbonatnim pjeskovitim dnom. Kodiaceje su rasle u obliku korastih ili korasto-nodularnih nakupina ili kao uspravne biljke sa skeletima sastavljenim od cilindričnih segmentiranih ogranaka s tankim stijenkama koje sadrže mnogobrojne vrlo sitne pore položene zrakasto koso prema vanjskoj strani stijenke. Stijenke su izgrađene od vlaknastog aragonita koji je tijekom dijageneze transformiran u kalcit na isti način kao i aragonit dasikladaceja.

Haraceje (*Characeae, Charophyceae*) su karakteristične za tople, ali i hladnije slatke i bočate (brakične), pojedine vrste i hipersaline vode, do dubine od najviše 10 m, no obično su ograničene na najpliće dijelove stajaćih ili slabo pokretljivih voda s muljevitim i pjeskovitim dnom. Haraceje imaju kalcificirane samo reproduktivne dijelove, tzv. oogonije ili girogonite, sastavljene od šupljih spiralnih tuba s glatkim ili rebrastim stijenkama izgrađenim od slojevito raspoređenih kristala kalcita koji je rekristalizacijom obično pretvoren u masu radijalno-vlaknaste strukture. U mikroskopskom izbrusku to su oko 2-3 mm veliki kružni presjeci s tankom kalcitnom stijenkom - prstenom, koji sadrži sitne kružne otvore. Unutar stijenke, tj. vanjskoga prstena postoji razmjerno velik kružni otvor koji je u vapnencima u pravilu ispunjen kalcitnim cementom (sl. 3-1A).

3.8.2.2. Crvene alge (*Rhodophyta*)

Od crvenih alga petrogenetsko značenje imaju koralinaceje i solenoporaceje. One pripadaju **foramolskoj zajednici** (pretežito bentosne foraminifere, mekušci, bodljikaši, briozoji, koralinaceje i ostrakodi) koja je prisutna u morima čija je temperatura niža od 15 °C, tj. u umjerenim geografskim širinama (vidi odjeljak 2.3.1).

Koralinaceje (*Corallinaceae*) su obično vezane uz normalne marinske uvjete, premda neke vrste mogu živjeti i u zaštićenim plićacima s povišenim salinitetom. Raširene su od tropskih do polarnih mora, i to od plimne zone do dubina i do 250 m, no najčešće su u dubinama do 25 m. Što se tiče energije vode pojedini taksoni traže vodu s visokom energijom, a drugi traže niskoenergijske okoliše. Nastanjuju čvrsta dna, u pravilu grebene i podvodne hridi (odjeljak 13.5.3), ali ponegdje i mekane ili nestabilne supstrate. Razvijene su u različitim korastim, nodularnim, onkoidnim krutim i artikuliranim oblicima (tzv. rodoidima ili rodolitima - odjeljak 3.4.3) s dva temeljna tipa skeletnih ćelija: velike glavne ćelije ili *hypothallusa* i male ćelije ili *perithallusa* koji tvore glavninu skeleta. U mikroskopskome izbrusku skeleti koralinaceja imaju vrlo sitnu mrežastu strukturu s pravokutnim komoricama promjera oko 5-15 μm. Stijenke su komorica u prolaznome svjetlu mikro-

skopa tamne i neprozirne, a u komoricama se nalazi bistri kalcitni cement (sl. 13-27A). Stijenke su skeleta primarno bile izgrađene od vrlo sitnog ekvidimenzionalnog Mg-kalcita koji sadrži od 5 do 25 mol. % $MgCO_3$. Udio izomorfno primiješanog $MgCO_3$ izravno je povezan s geografskom širinom i temperaturom vode u kojoj žive koralinaceje - što je temperatura vode viša, viši je i udio izomorfno ugrađenog Mg-karbonata (sl. 2-1 i 2-2).

Solenoporaceje (*Solenoporaceae*) su marinske crvene alge normalno slanih, toplih, plitkih mora donjega dijela plimne zone (nekoliko metara ispod srednje morske razine) u okolišima s niskom energijom vode i tvrdim dnom. Sastoje se od inkrustiranih ili nodularnih masa dimenzija od nekoliko mm do više centimetara, sastavljenih od mnoštva sitnih mrežastih ćelijica koje u poprečnome presjeku imaju kružni ili poligonalni oblik s promjerom ćelijica od 10 do 30 µm.

Stijenke su ćelija izgrađene od izometričnih zrnaca Mg-kalcita, slično kao i kod koralinaceja.

3.8.3. Cijanobakterije

Cijanobakterije su vrlo važni petrogeni organizmi čija jednostanična vlakanca ili filamenti i sluz imaju izuzetno važnu ulogu u hvatanju, vezanju i stabilizaciji sitnog sedimenta, kao i izlučivanju karbonata procesima fotosinteze, a time i golemu važnost pri postanku vapnenaca. U starijoj literaturi, a mjestimice je to slučaj i danas, svrstavane su u skupinu alga kao **modrozelene alge (cijanoficeje)**. Ekološki su bile prilagođene vrlo različitim uvjetima, od slatke, preko bočate ili brakične vode do hipersalina, u toplim i u hladnim vodama, općenito s niskom energijom i muljevitim i pjeskovitim ili tvrdim dnom (*hardground*). Razlikuju se porostromatske i spongiostromatske cijanobakterije.

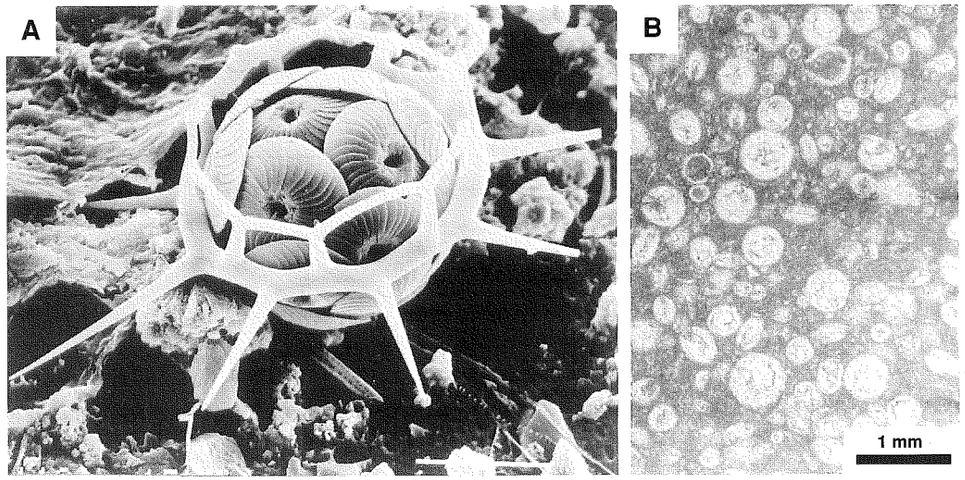
Porostromatske cijanobakterije se najčešće pojavljuju u obliku onkoida. Najpoznatiji i petrogenetski najvažniji oblici jesu onkoidi *Girvanella*, *Spherocodium* i *Osagia* koji se sastoje od inkrustiranih vlakanaca - cjevčica - promjera od 10 do 50 µm ili vapnenačkih cjevčica oko kalupnih šupljinica filamenata te mase sitnozrnastoga uhvaćenog karbonatnog sedimenta (odjeljak 3.4.3). Filamenti ili njihove inkrustacije su zbog gustog pakiranja i malih dimenzija kalcitnih kristalića koji ih izgrađuju u mikroskopskom izbrusku tamni i gotovo potpuno neprozirni. Onkoidi su iscrpnije prikazani u odjeljku 3.4.3.

Spongiostromatske cijanobakterije pojavljuju se kao cijanobakterijske livade, uglavnom u periplimnim okolišima. Tu se na njihovu sluz i vlakanca hvata i veže sitni karbonatni talog u obliku valovito povijenih lamina ili laminiranih kupolastih struktura poznatih pod nazivom **stromatoliti** (od grčkog *stroma* = livada i *lithos* = kamen). Pod nazivom stromatoliti podrazumijevaju se, međutim, organogene sedimentne tvorevine u čijem su stvaranju sudjelovali i drugi organizmi, osim spongiostromatskih cijanobakterija (vidi poglavlje 3.7). Spongiostromatske cijanobakterije, odnosno stromatoliti nastali njihovim posredovanjem, izuzetno su važni indikatori uvjeta i okoliša taloženja, posebice dubine i energije vode, plitkomorskih periplimnih karbonata (poglavlja 3.7 i 13.2. i odjeljak 13.3.1), premda se sami organizmi, tj. cijanobakterije bez karbonatnoga skeleta, nisu fosilno očuvali.

3.8.4. Nanoplankton

U skupini nanoplanktonskih organizama koji imaju petrogeno značenje najvažniji su kokolitoforidi, kalcisfere i/ili oligostegine (sl. 3-11).

Kokolitoferidi (*Coccolithophoridae*) organizmi su polubiljnih i poluživotinjskih značajki koji kao plankton žive u površinskom dijelu otvorenih mora. To su jednostanične globulice sastavljene od tankih prstenova i diskova (sl. 3-11A), tzv. **kokolita** (*coccolith*), promjera 2 do 20 µm, koji su okupljeni u kuglastu nakupinu **kokosferu** (*coccosphera*) promjera od 10 do 100 µm. Svaki se kokolit, kako to pokazuju istraživanja elektronskim mikroskopom, sastoji od vrlo sitnih kristalića kalcita promjera od 0,25 do 1 µm. Ti su sitni skeleti važni, a često i dominantni sastojci karbonatnih sedimenata dubljeg mora i poroznog, bijelog vapnenca poznatog pod nazivom **pisaća kreda** ili *chalk* u kojemu kokoliti čine između 30 i 90 % svih sastojaka (poglavlje 14.4). Kokoliti se mogu naći i u mnogim plitkomorskim vapnencima, a redoviti su sastojci mnogih marinskih lapora.

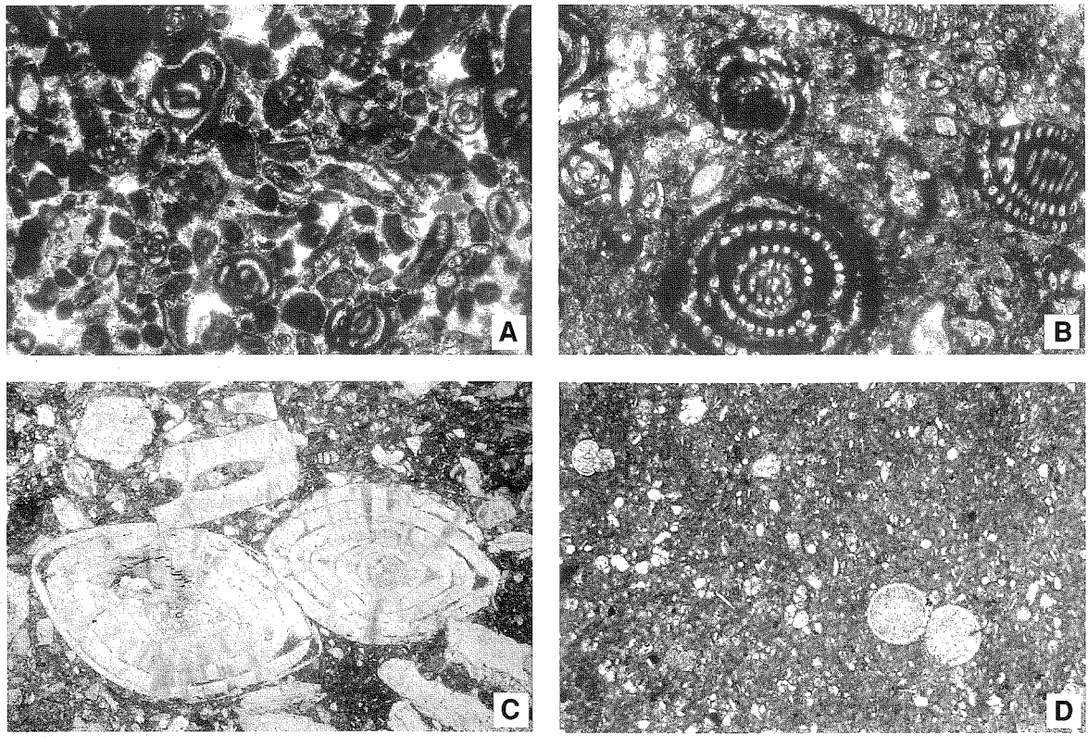


Slika 3-11 Nanoplanktonski fosili. **A** - Nanofosilni skelet sastavljen od tankih prstenova i diskova kokolita promjera oko 12 µm, koji su okupljeni u kuglastu nakupinu - kokosferu. **B** - Kuglasti skeleti kalcisfera - oligostegina (*Pithonella*) s tankom stijenkom izgrađenom od kriptokristalastog kalcita i, prema debljini stijenke, razmjerno velikom komoricom ispunjenom kalcitnim cementom. Oligosteginski vekston do pekston (biomikrit). Gornja kreda (senon), Prapatnica - središnja Dalmacija.

Kalcisfere (*Calcisphaera*) kuglasti su skeleti nepoznata postanka (moguće su to spore alga, kalciflagelati ili algalne kalcisfere), promjera od 0,03 do 0,2 mm, sastavljeni od tanke kriptokristalaste kalcitne stijenke oko kuglaste šupljine koja je u vapnencima redovito ispunjena jednim kristalom kalcita - kristalnom jedinkom. U mikroskopskom izbrusku kalcisfere su osobito česte u gornjokrednim vapnencima taloženim u nešto dubljem moru (potopljena platforma), pelagičnim okolišima ili okolišima otvorenih unutarnjih dijelova karbonatne platforme koji komuniciraju s otvorenim morem. Poznate su pod imenom **oligostegine** ili *Pithonelle* (sl. 3-11B).

3.8.5. Foraminifere

Foraminifere su jednostanični životinjski organizmi (praživi ili protozoe) koji izgrađuju vrlo različite ljušturice s obzirom na građu stijenki, oblik i uređenje komorica, vrstu i modifikaciju perforacija, kao i veličinu i ornamentaciju ljušturica. Obično se razlikuju male ili mikroforaminifere (<2 mm) i velike ili makroforaminifere (>2 mm). Prema načinu života, foraminifere se dijele na slatkovodne i marinske te planktonske i bentosne. Slatkovodne foraminifere imaju samo hitinske ovoje koji se nikako ili samo u izuzetnim uvjetima mogu



Slika 3-12 Bentosne i planktonske foraminifere. **A** - Biokalkarenit (biointrasparit) sastavljen od ljušturica bentosnih foraminifera - miliolida, dobro zaobljenih mikritnih intraklasta i peloida te vlaknastog i mozaičnog kalcitnog cementa. Ljušturice miliolida s porculanastom mikrostrukturom su izgrađene od kriptokristalastog Ca-karbonata, pa su u prolaznom svjetlu mikroskopa potpuno neprozirne - tamne. Donja kreda (alb), Dajla - zapadna Istra. Dužina slike = 3,3 mm. **B** - Biomikrit (skeletni vekston) pretežito sastavljen od ljušturica alveolina i miliolida te mikritnoga matriksa. Alveolinske ljušturice izgrađene od kriptokristalastog Ca-karbonata tipičan su primjer porculanastih foraminifera. Alveolinski vapnenac, eocen, Velika Oluja - zapadna Hercegovina. Dužina slike = 4,2 mm. **C** - Staklaste foraminifere - numuliti sa staklastom mikrostrukturom koja je u prolaznome svjetlu mikroskopa potpuno prozirna. Numulitni vapnenac - biomikrudit ili bioklastični floutston (biokalkrudit). Eocen, Ćićarija. Dužina slike = 7,5 mm. **D** - Lapornjak ili marlit s planktonskim foraminiferama - globigerinidama - sa staklastom mikrostrukturom ljušturica. Neogen, bušotina Ladislavci-8 - dubina 2.166,5 m. Dužina slike = 3,3 mm.

fosilizirati. Podjelu foraminifera na bentosne i planktonske ili pučinske posebno je važno primijeniti kod opisa foraminifera pri sedimentološkim i petrografskim istraživanjima radi dobivanja podataka za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja.

Bentosne foraminifere (od grčke riječi *benthos* = dubina) žive na dnu. Imaju različite veličine, oblike i ornamentaciju ljušturica promjera i preko 2 cm (sl. 3-1C i 3-12A i B). Krupne bentosne foraminifere koje imaju ljušturice debljih stijenki (krupne miliolide, alveoline, numuliti, diskocikline, asiline) tipični su organizmi dubljega *subtidala* i padine (odjeljak 13.3.2).

Ljušturice recentnih plitkomorskih bentosnih foraminifera građene su ili od kalcita ili od Mg-kalcita. Od 22 poznate porodice recentnih neperforiranih foraminifera dvije porodice imaju aragonitne, sedam Mg-kalcitne, deset porodica kalcitne a tri miješano kalcitne/Mg-kalcitne ljušturice (Milliman, 1974). Sedimentološki najvažnije bentosne foraminifere su miliolide, fuzulinide, verneulinide, orbitolinide, alveolinide, keramosferide, numulitide i diskociklinide.

Bentosne vrste, posebice one sa staklastim ljušturicama, gradile su stijenke od kalcita dok su vrste s porculanastim ljušturicama izgrađene od Mg-kalcita ako su živjele u toplim morima.

Planktonske ili **pučinske foraminifere** (od grčke riječi *planktos* = tumarati, plutati) plivaju u vodenom sloju blizu površine mora. Imaju ljušturice promjera od 0,05 do 1 mm, općenito sastavljene od nekoliko manjih kružnih oblika ili segmenata (sl. 3-12D). Komorice su im kružne ili uglaste, često s bodljikavom ornamentacijom. Stijenke recentnih planktonskih foraminifera izgrađene su od kalcita s manje od 5 mol. % izomorfno primiješanog Mg-karbonata. Većina se planktonskih foraminifera u geološkoj prošlosti za gradnju ljušturica koristila kalcitom, a samo u toplim morima i Mg-kalcitom.

Među planktonskim ili pučinskim foraminiferama sedimentološki su najvažnije globigerine, orbuline i globorotalije.

Na osnovi strukture stijenki ljušturice foraminifera se dijele na aglutinirane, porculanaste, staklaste i mikrogranularne.

Ljušturice **aglutiniranih foraminifera** su sastavljene od stijenki zrnaste građe, tj. slijepljenih karbonatnih, silicijskih i hematitno-limonitnih zrnaca. U mikroskopskim izbruscima takve ljušturice pokazuju pojedinačne slojeve sastavljene od zrnaca koja su gradirana, od sitnih u unutarnjem do sve krupnijih prema vanjskom dijelu stijenke. Kod pojedinih vrsta vanjskom mikrogranularnom stijenkom može biti pokriven kompleksni unutarnji sloj. U vapnencima su neke aglutinirane foraminifere važne kao indeksni fosili za zonaciju cenozona i biozona plitkomorskih karbonata, a sedimentološki su važne lituolide, ciklaminide, tekstularide, diciklinide i orbitolinide (sl. 3-1C).

Ljušturice **porculanastih foraminifera** sastoje se od kriptokristalastog karbonata koji je, zbog gustog pakiranja, u reflektiranom svjetlu bijel poput porculana, a u prolaznome svjetlu u mikroskopskome izbrusku taman, neproziran (sl. 3-12A i B). Stijenka je izgrađena od visokomagnezijskog kalcita koji sadrži više od 10 mol. % $MgCO_3$. Toj skupini pripadaju petrogeno vrlo važne foraminifere iz porodice miliolida (sl. 3-12A) i alveolina (sl. 3-12B).

Ljušturice **staklastih foraminifera** sastavljene su od tankih vlakanaca i prizmi niskomagnezijskog ili visokomagnezijskog kalcita ili aragonita na taj način što su kristalografske osi *c* (optičke osi) tih kristalića orijentirane okomito na površinu ljušturice. U mikroskopskom izbrusku tako su građene stijenke u prolaznome svjetlu prozirne poput stakla, a u reflektiranom i izravnom svjetlu tamne, neprozirne. Ljušturice staklastih foraminifera odlikuju se sitnim perforacijama stijenki. Ovoj strukturnoj skupini pripada najveći broj petrogeno važnih foraminifera, kao što su primjerice orbitoidide, rotalinide, diskocikliniide, lepidociklinide, numulitide (sl. 3-12C) i planktonske foraminifere globotrunkanide, globigerinide (sl. 3-12D) i globorotalide.

Ljušturice **mikrogranularnih foraminifera** se sastoje od mikritnih zrnaca cementiranih vapnenačkim cementom, a u mikroskopskome su izbrusku u prolaznom svjetlu tamne. Petrogenetsku važnost iz ove strukturne skupine imaju fuzuline.

3.8.6. Kalpionele (*Calpionellidae*)

Kalpionele pripadaju skupini fosilnih tintinina. To su marinski planktonski organizmi (životinje) koje po sistematici pripadaju pražívima ili protozo-

ima (*Protozoa*). Pojavljuju se u muljevitim, gustim vapnencima koji su obično bogati nanoplanktonom i mikroplanktonom, posebice radiolarijama, a siromašni bentosnom faunom. Odlikuju se simetričnim zvonolikim oblikom skeleta promjera 0,04 do 0,15 mm, koji u uzdužnom presjeku ima U- ili V-oblik, a sastoji se od spiralno nakupljenih kalcitnih prizmi poredanih okomito na površinu ljušturice zvonolikog oblika.

Karakteristični kalpionelidni facijesi nalaze se u madstonskim (mikritnim) vapnencima titona, berijasa i valendisa područja Tetisa, obično zajedno s nanoplanktonom i mikroplanktonom, a sporadično i s bentosnim fosilima, i smatraju se pokazateljima pučinskih ili pelagičnih dubljemorskih okoliša (Flügel, 1982).

Takozvana aberantna tintinida *Campbelliella milesi* (RADOIČIĆ), koja se nalazi u mnogim plitkomorskim gornjojurskim i donjokrednim vapnencima ne pripada tintinidama nego zelenim dasikladacejskim algama, a danas je poznata pod imenom *Campbelliella striata* (CAROZZI). Široko je rasprostranjena u gornjoj juri plitkomorskih, periplimnih vapnenaca Jadranske karbonatne platforme, osobito u titonu (Velić & Tišljar, 1988; Tišljar & Velić, 1993).

3.8.7. Vapnenačke spužve, hidrozoji, stromatoporoidi i koralji

Vapnenačke spužve (*Calcispongia*) primitivni su višestanični polifiletski organizmi podijeljeni u skupine Calcinea, Calcaronea, Heteroctinida i Pharetronida. Značajniju su petrogenetsku ulogu, kao grebenotvorni organizmi (*framebuilders*), ili "hvatači suspendiranog sedimenta" (*trapping and baffling*) imale od karbona do krede, a posebice u permu, trijasu i gornjoj juri (poglavlje 13.5). Faretronidne vapnenačke spužve obuhvaćaju nesegmentirane inozoje i segmentirane sfinktozoje, s problematičnim položajem s obzirom na zoološku klasifikaciju (Flügel, 1982). Karakteristični su organizmi bistrih, toplih mora dubine uglavnom do 4 m, premda mogu živjeti na čvrstoj podlozi do 100 m dubine.

Vapnenačke spužve, osim sfinktozojskih tipova, nemaju jasno određen oblik, već su to cilindrični, granasti, sferoidni ili potpuno nepravilni oblici koji mogu inkrustirati i druge vrste organizama. Okrugle, nodularne i bubrežaste vapnenačke nakupine dimenzija od 0,2 do 5 mm, različite unutarnje građe i strukture, koje sadrže fragmente vapnenačkih spužava nastale procesima truljenja i sinsedimentacijskom kalcifikacijom fragmenata spužava i algalnih kora poseban su tip onkoida poznat pod imenom **tuberoidi** (poglavlje 3.4).

Sfinktozojski tipovi spužava odlikuju se segmentiranim skeletom koji se sastoji od komorica koje imaju ili nemaju središnju šupljinu, a mogu biti raspoređene u serije istih ili sličnih oblika ili pak u nakupine potpuno nepravilnih komorica. U mikroskopskomu izbrusku pokazuju raznovrsne, kružne ili potpuno nepravilne oblike s loše definiranim stijenkama koje imaju crvoliku strukturu. Izgrađene su od kalcita i Mg-kalcita. Većina vapnenačkih spužava ima skelet sastavljen od iglica (spikula) koje mogu biti slobodne ili međusobno gusto prepletene poput pletiva.

Hidrozoji i stromatoporoidi (mješinci) su organizmi koji su sve donedavno obično bili svrstavani u koelenterate, dok se danas smatra da sadrže više značajki i bliže odnose s vapnenačkim spužvama. Flügel (1982) razlikuje stromatoporoide (*Stromatoporoidea*), koji su prije bili označavani kao hidrozoji, i tabulate (*Tabulata* ili *Tabulozoa*) koji su bili interpretirani kao koralji.

Hidrozoji i stromatoporoidi su masivne, laminirane ili granaste (dendroidne) kolonije skeleta promjera od nekoliko centimetara do više metara, koje u mikroskopskome izbrusku pokazuju mrežastu strukturu horizontalnih lamina i vertikalnih vretenastih štapića različite dužine i izrazito varijabilne mikrostrukture stijenki (sl. 3-6). Horizontalne lamine i vertikalni štapići tvore pravilnu ili nepravilnu mrežastu rešetku s porama od 0,1 do 0,2 mm. Smatra se da su skeleti primarno bili izgrađeni od aragonita koji je dijagenezom transformiran u kalcit.

Hidrozoji i stromatoporoidi najčešće se nalaze u plitkomorskim, posebice grebenskim, prigrebenskim, lagunskim i prudnim vapnencima, kao i vapnencima taloženim na gornjem dijelu karbonatnih padina. U siluru, devonu, srednjem trijasu i gornjoj juri često su izgrađivali grebenske jezgre ili predgrebenska plitkomorska kupolasta tijela sastavljena od dendroidnih i gomoljastih oblika ili su izgrađivali pretežiti dio prigrebenskih bioklastičnih - biokalkruditnih vapnenaca. U vapnencima Jadranske karbonatne platforme posebno se ističu gornjomalmski ("grebenski") vapnenci pretežito sastavljeni od bioklasta ili kortoida hidrozoja i/ili stromatoporoida *Cladocoropsis mirabilis* (sl. 3-6 i 12-14) i *Ellipsactinida*.

Koralji (*Anthozoa*) se, s obzirom na način života, dijele na hermatipne i ahermatipne. **Hermatipni koralji** sadrže simbiotske alge i unutar klorozoanske zajednice (vidi odjeljak 2.3.1) tvore bioherme i biostrome u toplim (25 do 29 °C) i plitkim morima (do 20 m dubine). **Ahermatipni koralji** ne sadrže simbiotske organizme (*Zooxanthellae*) i ograničeni su na dubine veće od 50 m i hladnija mora (< 20 °C).

Kolonijski koralji imaju mrežasto građene, u kolonije nakupljene skelete s uniformnom mrežom krupnih otvora ili vertikalnim tubama s poprečnim pločama i malobrojnim porama u stijenkama skeleta (sl. 3-6B). Stijenke su im izgrađene od vlaknastog aragonita, rjeđe kalcita i Mg-kalcita. Zbog mrežaste građe skeleta koralji se u mikroskopskim izbruscima lako mogu zamijeniti sa skeletima stromatoporoida i/ili hidrozoja, kao i vapnenačkih spužava ili dijelovima rudistnih skeleta. Tetrakoralji *Rugosa* (ordovicij - perm) su imali skelete primarno izgrađene od kalcita i zbog toga su odlično fosilno očuvani jer im skeleti nisu pretrpjeli nikakve dijagenetske promjene, kao što je to slučaj s koraljima izgrađenima od aragonita. Neke vrste ahermatipnih koralja koji žive u hladnijoj i dubljoj vodi također se za gradnju skeleta koriste kalcitom. Recentni oktokoralji toplih mora imaju aragonitne ili Mg-kalcitne skelete.

3.8.8. Briozoji ili mahovnjaci (*Bryozoa*)

Fragmenti skeleta briozoja vrlo su česti i obilno zastupljeni sastojci plitkomorskih, grebenskih vapnenaca. Paleozojski briozoji ili mahovnjaci u pravilu su udruženi s artikulatnim brahiopodima, bodljikašima i koraljima samcima, a mezozojski i kenozojski briozoji još i s moluskama, foraminiferama, koralinacejama i vapnenačkim spužvama (foramolska zajednica - odjeljak 2.3.1). Obično su ekološki vezani uz čvrsta i stabilna dna ili vodeno bilje, turbulentnu vodu, normalan salinitet i toplo more, a sudjeluju i u stvaranju morskih humaka i banaka. Njihovi se bioklasti često nalaze s bioklastima drugih sesilnih organizama i alga u biokalkarenitnim ili mikritnim vapnencima. U badenskim sedimentima sjeverne Hrvatske i sjeverne Bosne obilno su raširenі grebenski i prigrebenski - biokalkarenitni - vapnenci sastavljeni od skeleta ili bioklasta briozoja i koralinaceja.

Briozojske kolonije imaju grmolike, grudaste, gljivolike ili nepravilne inkrustacijske oblike jako varijabilnih dimenzija (od nekoliko mm do > 1 m). Često se kao međusobne inkrustacije pojavljuju zajedno s koralinacejama (sl. 13-27) i nubekulatijama (sl. 13-13D), inkrustiraju ljušturice školjkaša ili stvaraju tvrde kore, "tvrda dna" ili tvrde površine slojeva (*hardgrounds*). Skelet im se sastoji od tuba različitih dimenzija i različite strukture i razmjerno tankih stijenki lamelarne ili vlaknaste mikrostrukture. U mikroskopskim izbruscima mogu se zbog slične građe skeleta i oblika tuba lako zamijeniti s tabulatnim koraljima, hidrozojima i/ili stromatoporoidima ili crvenim algama - koralinacejama, osobito ako su posrijedi fragmenti skeleta manjih dimenzija. No, koralji imaju bitno veću, a koralinaceje bitno manju pravilnu mrežastu strukturu, a briozoji polimorfne tube

vrlo različitih širina nakupljene duž glavne osi i blizu površine skeleta. Stijenka skeleta im pokazuje lamelarnu, rjeđe i vlaknastu građu. Izgrađena je od kalcita ili aragonita ili od oba minerala, pri čemu je optička orijentacija različita: u graničnoj zoni n_e je obično orijentirana radijalno, a u unutarnjem dijelu skeleta paralelno sa stijenkom skeleta. Takva optička orijentacija tipična je samo za mikrograđu briozoja i serpulita, po čemu se u mikroskopskome izbrusku i sitne krhotine briozoja lako razlikuju od krhotina sličnih skeleta.

Briozoji grade svoje skelete ovisno o temperaturi vode ili od aragonita (toplo more) ili od kalcita (hladno more), ali ipak kod fosilnih skeleta prevladavaju skeleti primarno građeni od kalcita. Recentne vrste, već prema filogeniji, ekologiji i okolišima, koriste se ili aragonitom ili niskomagnezijskim kalcitom, a ponegdje i mješavinom oba minerala.

3.8.9. Brahiopodi ili ramenonošci (*Brachiopoda*)

Brahiopodi su važni petrogeni fosili, posebice od ordovicija do karbona. To su isključivo marinski, i to pretežito plitkomorski organizmi, uglavnom tankih ljuštura, veličine do 10 cm. Brahiopodi iz razreda *Inarticulata* (bez brave) grade ljušture od hitinofosfata s malo Ca-karbonata, a oni iz razreda *Articulata* (s bravom) od kalcita i Mg-kalcita i to obično u dva sloja: vanjskom, vrlo tankom, neperforiranom mikrokristalastom i unutarnjem, debelom sloju, koji tvori pojedinačne različite mikrostrukturne jedinice. Vanjski, tanki sloj ima jednoličnu debljinu. Sastavljen je od kalcitnih vlakanaca orijentiranih okomito na površinu ljušture. Često se taj sloj fosilno ne očuva. Unutarnji deblji sloj ima nejednoličnu debljinu i odlikuje se pravokutnom ili romboidnom prizmatičnom građom. Neke vrste brahiopoda u tome sloju pokazuju u tangencijalnim presjecima brojne, na površinu ljušture okomito postavljene, perforacije na razmaku od 0,05 do 0,1 mm (tzv. punktirane ljušture). Kalcitni prizmatični kristali orijentirani su koso u odnosu na površinu ljušture. U vapnencima se često nalaze samo izbrazdane bodlje koje potječu s površine ljuštura brahiopoda. To su cjevaste ili vazama slične kalcitne forme čije stijenke imaju jednostruku ili dvostruku lamelarnu građu.

3.8.10. Moluske ili mekušci (*Mollusca*)

Pretežiti broj marinskih molusaka živi do dubine od najviše 50 m, jer se uglavnom hrane biljkama. Od molusaka petrogenetsku važnost imaju školjkaši, puževi i neki glavonošci ili cefalopodi. Struktura i mineralni sastav ljuštura kod različitih se molusaka jako razlikuju: struktura ljuštura može biti homogena, prizmatična, lamelarna, kosolamelarna ili kompleksno kosolamelarna, a mineralna tvar kalcit, aragonit ili kalcit i aragonit.

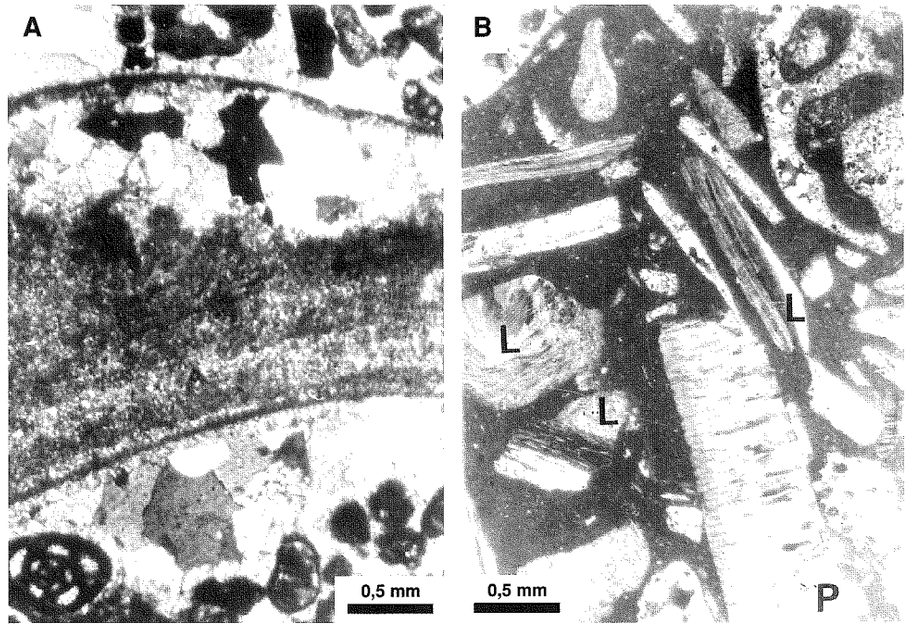
Homogena struktura ljuštura u mikroskopskome izbrusku izgleda poput svinutog kristala. To može biti aragonit s n_x orijentiranim okomito na površinu ljušture ili kalcit s n_e (= optička os i kristalografska os *c*) orijentiranim okomito ili paralelno na površinu ljušture.

Prizmatična struktura ljuštura sastoji se od poligonalnih, uglavnom kalcitnih prizmatičnih kristala većinom orijentiranih okomito, rjeđe i aragonitnih prizmatičnih kristala orijentiranih usporedno s površinom ljušture (sl. 3-13B).

Lamelarna struktura ljuštura karakteristična je za aragonitne ljušture molusaka, a odlikuje se mikrometarski tankim listovima aragonita koji su poredani paralelno s površinom ljušture, a n_x je orijentiran okomito na površinu ljušture. Znatno je rjeđa lamelarna struktura ljuštura molusaka sastavljena od debljih listova kalcita koji su orijentirani koso na površinu ljušture s n_e poredanima okomito na listove.

Kosolamelarna struktura ljuštura molusaka u mikroskopskome izbrusku pokazuje građu sličnu građi mišićnih vlakana. Vrlo je česta u sedefastom sloju školjkaša i u stijenkama ljuštura puževa. Sastoji se od aragonitnih, rjeđe i kalcitnih lamela orijentiranih okomito ili koso na površinu ljušture (sl. 3-13 A).

Kompleksna kosolamelarna struktura ljuštura molusaka se uvijek sastoji samo od aragonita. U mikroskopskome izbrusku izgleda poput riblje kosti, jer u svim presjecima okomitim na površinu ljušture susjedne kose aragonitne lamine imaju suprotne nagibe.



Slika 3-13 Mikrostruktura ljuštura. **A** - Dio stijenke puževe kućice s kosolamelarnom mikrostrukturom iz koje je u donjem dijelu stijenke primarni aragonit homoaksijalno ("paramorfno"), tj. uz zadržavanje kosolamelarne mikrostrukture, transformiran u kalcit. Iz gornjeg dijela stijenke primarni je aragonit otopljen i na njegovom je mjestu u tako nastaloj šupljini izlučen kalcit: najprije po unutarnjoj i vanjskoj stijenci mikritne ovojnice vlaknasti, a zatim i mozaični kalcitni cement. Lijevo dolje je ljušturica miliolidne foraminifere s tipičnom porculanastom mikrostrukturom koja je u prolaznom svjetlu mikroskopa potpuno tamna - neprozirna. Donja kreda (gornji alb), Tarska vala u zapadnoj Istri. Nikoli ukriženi. **B** - Biomikrudit (bioklastični floutston) ili kokinski vapnenac sastavljen od bioklasta molusaka (rudista i gastropoda) u mikritnom matriksu. Tipična prizmatična (P) i lamelarna (L) mikrostruktura rudistnih ljuštura. Na mjestu otopljenog primarnog aragonita iz stijenke kućice puža (gore desno) izlučen je mozaični druzni kalcitni cement. Gornja kreda (cenoman), kamenolom Pećine - južna Istra. Nikoli ukriženi.

3.8.10.1. Školjkaši (*Lamellibranchiata* ili *Pelecypoda*)

Školjkaši se sastoje od dviju ljuštura koje se otvaraju oko brave na jednoj strani ljušture. Kod nekih rodova obje ljušture nisu jednake (na primjer kod rudista), a kod drugih rodova one su potpuno simetrične (primjerice kod Cardida). Veličina ljuštura školjkaša varira od nekoliko milimetara do desetak centimetara, a rjeđe i preko 1 m. Školjkaši su prilagođeni za ekološki vrlo različite

uvjete i okoliše: od otvorenog mora s mirnom vodom, preko grebenskih do lagunskih, brakičnih i slatkovodnih. Općenito se može reći da školjkaši mirnih voda grade tanje (**tankoljušturni školjkaši**), a oni grebenskih okoliša i vode s visokom energijom ljušture debelih stijenki (**debeloljušturni školjkaši**). Tako su rudisti tankih ljuštura obitavali u zaštićenim plićacima unutarnjih dijelova karbonatnih platforma, a oni s debelim ljušturama su bili ekološki prilagođeni plitkomorskim okolišima s višom energijom vode. Oštrige su, osim na unutarnjem dijelu platforme, obitavale i u brakičnim priobalnim okolišima sa stjenovitim obalama (odjeljak 13.3.2). Školjkaši s dvije podjednake ljušture (**bivalvni školjkaši**) koji imaju izrazitu ornamentaciju karakteristični su za pješčana i kalkarenitna dna, a sitniji oblici za laporovita dna i dublju vodu. Slatkovodni se školjkaši odlikuju bitno tanjim stijenkama ljuštura od plitkovodnih marinskih školjkaša. Sitne ljušture tankih stijenki imaju i marinski školjkaši dubljeg i hladnijeg mora.

Vanjski dio ljušture školjkaša obično je izgrađen od kalcita s prizmatičnom, kosolamelarnom ili lamelarnom mikrostrukturom (sl. 3-13B), a unutarnji, sedefasti dio od aragonita s kosolamelarnom mikrostrukturom. Unutarnji dio ljušture školjkaša u vapnencima je obično otopljen i nadomješten kalcitnim cementom (poglavlje 5.2). Za identifikaciju fragmenata ljuštura školjkaša u mikroskopskim izbruscima bitno je, uz karakterističnu strukturu i mineralni sastav, istaknuti da ljušture školjkaša nemaju nikakvu perforaciju niti bilo kakve pore.

3.8.10.2. Puževi ili gastropodi (*Gastropoda*)

Puževi grade smotane, spiralne ljušture od vrste do vrste različita oblika i dimenzija (od nekoliko milimetara do desetak centimetara). Gastropodi su kao sastojci stijena važni fosili. Značajnu petrogenetsku ulogu imaju kao bitni sastojci kokinskih i kokinitnih, plimnih i prudnih vapnenaca te nekih biostroma i bioherma. Posebno su česti u različitim morskim, ali i u brakičnim i slatkovodnim okolišima u gornjoj kredi i tercijaru (npr. *Nerinea* i *Natica* u kredi Tethysa te *Paludina*, *Turritella* i *Cerithium* u tercijaru Paratethysa).

Neki gastropodi imaju ljušturu izgrađenu od dvaju slojeva: vanjskog, sastavljenog od kalcita normalne prizmatične, rjeđe i kosolamelarne mikrostrukture, i unutarnjeg, sedefastog, sastavljenog od aragonita s kosolamelarnom, rjeđe prizmatičnom ili homogenom mikrostrukturom. Mnoge vrste puževa imaju ljušturu građenu od oba aragonitna sloja s kosolamelarnom, rjeđe s prizmatičnom ili homogenom mikrostrukturom.

Aragonitne ljušture gastropoda u vapnencima su redovito (vidi poglavlje 5.2), osim u slučajevima impregnacije naftom ili bitumenom, homoaksijalno ili heteroaksijalno transformirane u kalcit (sl. 3-13A i B, 5-4A i 5-5B).

3.8.10.3. Glavonošci ili cefalopodi (*Cephalopoda*)

Od cefalopoda petrogenetski su važni samo nautiloidi, amoniti i belemniti.

Nautiloidi (*Nautiloidea*) imaju petrogeno značenje samo u ordoviciju i siluru. Ljušture su im u pravilu veće od 10 cm, ali obično vrlo tankih stijenki. Vanjski im se dio ljušture sastoji od kalcita, kalcita i aragonita ili samo od aragonita, a unutarnja pregradna stijenka od kalcita ili aragonita. Vanjski dio ljušture ima tri sloja: srednji sedefasti aragonitni sloj i vanjski i unutarnji sloj od kalcita ili aragonita homogene ili prizmatične mikrostrukture. U vapnencima su obično izrazito rekristalizirani zbog transformacije primarnog aragonita u kalcit.

Amoniti (*Ammonoidea*) su važni sastojci stijena od donjodevonske do gornjokredne starosti. To su tipični predstavnici organizama prilagođenih na ekološke uvjete normalnoga saliniteta i temperature morske vode, odnosno otvorenog

mora i unutarnjega dijela platforme (odjeljak 13.3.2). Imaju sedefaste komorne ljušture centimetarskih dimenzija. Stijenke im se sastoje od triju slojeva slične strukture kao i kod nautiloida. Vanjska je ljuštura obično aragonitna, a vapnenački poklopci - aptihi (*aptychus*) - izgrađeni su od kalcita.

Belemniti stanovito petrogeno značenje imaju od donjeg karbona do eocena. Ljušture centimetarskih dimenzija grade od krupnih kalcitnih kristala prizmatične strukture s orijentacijom dužih osi prizmatičnih kristala kalcita okomito na stijenku skeleta. Ljušture nemaju perforacije niti slojevitu građu. Kalcit im se katkada izmjenjuje sa željezovitom organskom tvari.

3.8.11. Ostrakodi (*Ostracoda*)

Ostrakodi su račići koji imaju dvije tanke jednake ljušturice sa svinutim rubovima na jednome kraju, s glatkim ili ornamentiranim površinama. Međusobno su povezane samo na bravi. Dimenzije su ljušturica male, promjera obično od 0,5 do 1 mm (rijetko od 4 do 10 mm). Izgrađene su od Ca-fosfata, hitina i kalcita. Stijenke debljine od 0,01-0,05 mm odlikuju se vrlo sitnom ili homogenom mikrostrukturom prizmatičnog tipa s kalcitnim prizmama orijentiranim s n_e okomito na površinu ljušturice. U sedimentima se najčešće nalaze razdvojene polovice ili njihovi fragmenti jer su ljušturice vrlo tanke i lomljive. U mikroskopskim izbruscima ih je u pojedinim presjecima teško razlikovati od tankoljušturnih školjkaša (primjerice posidonijskih "filamenata").

Ostrakodi su ekološki prilagođeni slatkovodnim, brakičnim i marinskim okolišima. U vapnencima su najčešći, međutim, u zaštićenim (niskoenergijskim) morskim plićacima i lagunama u zajednici sa zelenim algama i sitnim puževima (odjeljci 13.2.3, 13.2.4 i 13.3.1) ili u oslađenim okolišima u zajednici s haracejama.

3.8.12. Bodljikaši ili ehinodermati (*Echinodermata*)

Bodljikaši su isključivo marinske životinje koje nalazimo i u plitkovodnim i u dubljevodnim okolišima, ali uvijek u uvjetima normalnoga saliniteta (odjeljci 13.3.2 i 13.5.5). Naziv ehinodermati (= bodljikaši) potječe od pojave vapnenačkih šiljaka koji poput vapnenačkih bodlji rastu po površinama nekih današnjih bodljikaša, dok ih većina, osim ježinaca, uopće nema.

Bodljikaši su petrogeno važni fosili, osobito krinoidi i ehinoidi.

Krinoidi ili **morski ljiljani** (*Crinoidea*) žive prirasli uz morsko dno u različitim okolišima od plićaka i grebena do dubljevodnih okoliša, a postoje i slobodno plivajuće, odnosno planktonske vrste krinoida od kojih su najpoznatije gornjojurske sakokome (*Saccocoma*). Grebenski krinoidi su mali s velikim člancima na drškama, a dubljevodni veći s tankim drškama dužine i do 20 m.

Ehinoidi ili **ježinci** (*Echinoidea*) su karakteristični za priobalna morska područja, posebice u mezozoiku i tercijaru. Ježinci koji žive u dubljem moru imaju tanje stijenke čahure i bitno tanje bodlje od ježinaca plitkih mora.

Premda skeleti bodljikaša imaju vrlo različitu morfologiju, kao i raspored pojedinačnih kalcitnih elemenata - kalcitnih pločica promjera od nekoliko desetinki milimetra do nekoliko cm, oni u mikroskopskom izbrusku kod ukriženih nikola, bilo cijeli bilo kao krhotine, uvijek istodobno potamne. Naime, svaki pojedinačni element, odnosno pločica, je građena kao kalcitna kristalna jedinka slično kao sintaksijalni obrubni cement koji je rastao u istoj optičkoj orijentaciji (sl. 5-6D). Jednolična je optička orijentacija skeletnih elemenata uzrokovana paralelnim rasporedom *c* osi svih kristala od kojih je sastavljen svaki pojedini skeletni element - pločica. Po tim se optičkim značajkama mikroskopski vrlo lako identificiraju i sitne krhotine bodljikaša. Pločice i spine mnogih

bodljikaša u mikroskopskom izbrusku pokazuju u središnjem dijelu skeleta otvore u obliku jasne mrežaste strukture čija se gustoća prema rubu postupno smanjuje. Mnogi skeletni elementi ehinoida i krinoida se, osim toga, odlikuju i karakterističnim pravilnim pentagonalnim oblicima. Zbog spomenute optičke orijentacije kalcita koji izgrađuje pojedinačne elemente skeleta oko takvih elemenata ili njihovih bioklasta obično u istoj optičkoj orijentaciji raste i kalcitni cement, tj. **sintaksijalni obrubni kalcitni cement** (vidi poglavlje 5.4). Skeleti bodljikaša su u pravilu izgrađeni od visokomagnezijskog kalcita u kome molarni % $MgCO_3$ izravno ovisi od temperature mora u kome bodljikaši žive (sl. 2-2), ali on obično nije isti u svim dijelovima skeleta (Flügel, 1982).

3.9. Nekarbonatni sastojci vapnenaca

Osim karbonatnih sastojaka, bilo u obliku primarnih strukturnih komponenata bilo kao autigenih sastojaka, vapnenci mogu, ali ne moraju, sadržavati i siliciklastične ili terigene i autigene nekarbonatne minerale.

Terigeni nekarbonatni sastojci vapnenaca detritična su zrna koja su u sedimentacijski bazen dospjela s kopna nakon prijenosa vodom ili zrakom. Najčešće su to kvarc, minerali glina, odlomci stijena poput odlomaka rožnjaka, pješčenjaka, šejlova i siltita te čestice vulkanskog materijala i teški minerali. Vapnence u kojima se takvi sastojci pojavljuju s udjelom <50 %, već prema prevladavajućem tipu terigene komponente, nazivamo glinoviti, prahoviti (siltični), pjeskoviti ili tufitični vapnenci, kako je to prikazano na sl. 1-1. S obzirom na to da vapnenci, najčešće, sadrže malo terigenog detritusa, i to sitnih dimenzija (glina, silt, vulkanski pepeo), taj se detritus detaljnije mineraloški i petrografski točnije može istražiti mikroskopski ili rentgenski tek u netopljivom ostatku vapnenca nakon njegovog otapanja u acetatnoj, monokloracetatnoj ili razrijeđenoj klorovodičnoj kiselini.

Nekarbonatni autigeni minerali u vapnencima jesu anhidrit, gips, kvarc, kalcedon, opal, pirit, glaukonit, turmalin, albit, K-feldspat, muskovit i cirkon. Autigeni pirit u obliku sitnih zrnaca ili agregata najčešće je produkt životne djelatnosti bakterija koje reduciraju sulfate i po tome je dobar indikator reduktivnih uvjeta. Autigeni feldspati se u vapnencima pojavljuju u obliku sitnih idiomorfnih kristalića i u pravilu nastaju procesima izmjene sitnoga vulkanskog pepela ili kao sporedni produkti pri dolomitizaciji vapnenaca koji sadrže male količine ilitne gline. O autigenome kvarcu, opalu, kalcedonu i anhidritu iscrpnije će biti riječi u poglavljima 5.6 i 5.7.

4. Klasifikacije vapnenaca

Od nekoliko klasifikacija vapnenaca u svijetu danas najširu primjenu imaju Dunhamova (1962) i Folkova (1959, 1962) klasifikacija. Obje ove klasifikacije temelje se na strukturno-teksturnim značajkama vapnenaca, odnosno na međusobnim odnosima primarnih strukturnih sastojaka, tj. zrna, karbonatnog mulja i kalcitnog cementa. Dok se Dunhamova klasifikacija više primjenjuje pri terenskom opisivanju i određivanju vapnenaca, dotle Folkova klasifikacija ima širu primjenu pri mikroskopskim istraživanjima vapnenaca, a često se primjenjuje i kod ranodijagenetskih dolomita.

4.1. Dunhamova (1962) klasifikacija s Embryjevim & Klovanovim (1972) nadopunama

Dunhamova klasifikacija vapnenaca iz godine 1962. osniva se na sljedećim strukturnim značajkama: prisutnosti ili odsutnosti karbonatnog mulja, odnosu udjela zrna i mulja te znakovima organogenog vezivanja skeleta tijekom razvoja organizama, tj. litifikacije na mjestu rasta (sl. 4-1). Osim toga, vapnenci u kojima su primarni strukturni sastojci, tj. skeletna i neskeletna zrna i karbonatni mulj, procesima rekristalizacije tako jako izmijenjeni da se više ne mogu raspoznati jer su pretvoreni u kristaliničnu masu, nazvani su **kristalinični vapnenci**.

Dunhamova se klasifikacija često primjenjuje pri terenskim istraživanjima vapnenaca, kao i u geologiji nafte i pri terenskim sedimentološkim istraživanjima. Jednostavna je i lako se primjenjuje već kod terenskog rada pri makroskopskom opisu vapnenaca pomoću povećala. Osim već spomenutih kristaliničnih vapnenaca, Dunham razlikuje još pet osnovnih tipova vapnenaca:

Madston (*mudstone*) vapnenac je sastavljen od karbonatnog mulja i manje od 10 % zrna promjera između 0,03 i 2 mm (sl. 4-1).

Vekston (*wackestone*) vapnenac je pretežito sastavljen od karbonatnog mulja i od 10 do 50 % zrna koja plivaju u mulju, tj. imaju muljevitu (*mud-support*), a ne zrnsku potporu (sl. 3-1A, B i C i 4-1).

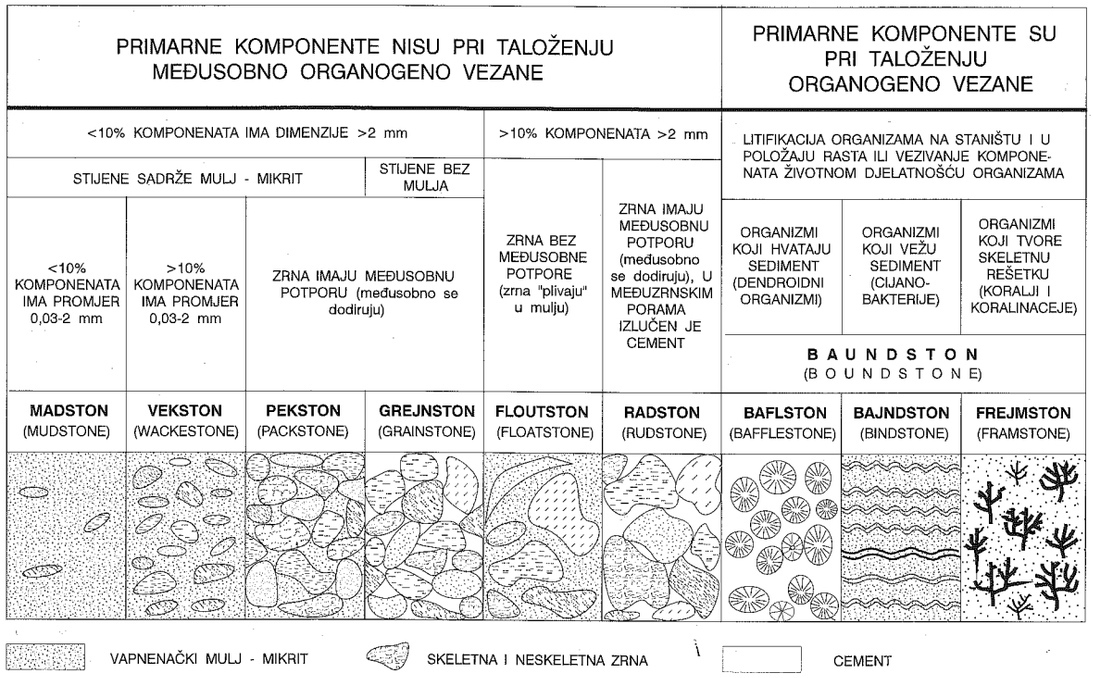
Pekston (*packstone*) sastoji se od zrna koja imaju zrnsku potporu (*grain-support*), tj. međusobno se dodiruju i podupiru, i od karbonatnog mulja u intergranularnim porama (sl. 4-1).

Grejnston (*grainstone*) je vapnenac bez mulja, sastavljen od zrna s međusobnom potporom, a u intergranularnim porama izlučen je karbonatni cement (sl. 4-1, 13-12, 13-20, 13-21A, B i C).

Baundston (*boundstone*) je vapnenac kod kojeg su primarne skeletne komponente međusobno vezane pri taloženju, tj. litificirane na svojem staništu u položaju rasta ili su pojedini sastojci vezani posredovanjem organizama već pri taloženju (sl. 4-1, 13-14 i 13-27). Tom tipu vapnenaca pribrojeni su stromatoliti, bioherme i biostrome (sl. 3-7 do 3-10).

Dunhamovu klasifikaciju nadopunili su Embry & Klovan (1972) uvođenjem dvaju novih tipova stijena: floutston i radston, koji sadrže više od 10 % zrna promjera >2 mm, a baundston su podijelili u tri nova tipa: baflston, bajndston i frejmston, ovisno o strukturi i načinu na koji su organizmi sudjelovali u stvaranju tih stijena (sl. 4-1).

Floutston (*floatstone*) je stijena koja sadrži više od 10 % komponenata većih od 2 mm koja imaju muljevitu potporu, tj. plivaju u karbonatnom mulju. Po teksturno-strukturnim odlikama floutston, dakle, odgovara vekstonu, ali sadrži zrna >2 mm (sl. 4-1).



Slika 4-1 Dunhamova (1962) klasifikacija vapnenaca s nadopunama Embryja & Klovana (1972) za vapnence koji sadrže više od 10% komponenata >2 mm i vapnence baundston tipa.

Radston (*rudstone*) se od floutstona razlikuje po tomu što mu komponente >2 mm imaju međusobnu zrnsku potporu, a između njih izlučen je kalcitni cement, po čemu radston odgovara grejnstonu od kojega se razlikuje samo utoliko što sadrži i više od 10 % zrna koja su >2 mm (sl. 3-3A, 3-6A i B i 4-1).

Baflston (*bafflestone*) je poseban tip baundstona koji je nastao posredovanjem dendroidnih ili granatih organizama koji hvataju sediment (sl. 4-1).

Bajndston (*bindstone*) je tip baundstona nastao posredovanjem organizama koji na sebe vežu, lijepe i inkrustiraju karbonatni mulj i sitnozrnasti sediment. To su stromatoliti nastali vezivanjem sedimenta na "algalne livade" ili cijanobakterije (sl. 3-7 do 3-9 i 4-1).

Frejmston (*framestone*) je tip baundstona koji je sastavljen od skeletne rešetke grebenotvornih organizama, kao što su primjerice koraljni grebeni (sl. 4-1).

Pri primjeni Dunhamove klasifikacije nužno je u praksi radi pobliže odredbe vapnenca uz glavni naziv stijene koristiti i pridjev kojim se definira prevladavajuća vrsta zrna od koje je sastavljen vapnenac. Ako primjerice prevladavaju intraklasti koji imaju međusobnu potporu, a između njih je cement, stijena se naziva **intraklastični grejnston** (sl. 13-21) ili, ako sadrži skelete i intraklaste, **intraklastično-skeletni grejnston** (sl. 13-21B). Ako pak imamo podjednake količine fosila i peleta u mulju, stijena je **skeletno-peletni veksto**n ili **pekston**, ovisno o tome imaju li zrna muljevitu ili zrnsku potporu. Ako vapnenac pretežito sadrži

bioklaste >2 mm, a između njih je cement, tad se stijena naziva **bioklastični radston** (sl. 3-6B), odnosno **ooidni grejnston** (sl. 13-20) ako sadrži ooide ili **peletni grejnston** ako sadrži pelete (sl. 13-12A, B i C). Vapnenac koji se sastoji od rudistnih bioklasta i mikrita naziva se **rudistni floutston**, globigerina i mikrita **globigerinski veksto**n, pizoida i cementa **pizoidni grejnston** ili **pizoidni radston** (sl. 13-1B), itd.

4.2. Folkova klasifikacija (1959, 1962)

Folkova (1959, 1962) klasifikacija primjenjuje se samo za marinske vapnence, jer njome nisu obuhvaćeni slatkovodni i terestički vapnenci kao npr. travertin, kaliće ili kalkrete i speleotemi. Folk razlikuje dvije glavne skupine karbonatnih sastojaka: alokemijske i ortokemijske sastojke.

1. Alokemijski sastojci ili **alokemi** (*allochems*) uključuju karbonatna zrna, odnosno sav karbonatni materijal koji je nastao kemijskim i/ili biokemijskim procesima unutar sedimentacijskog bazena, a koji je unutar bazena bio prenošen vodom. Alokemi su, kako ih je definirao Folk (1959), svi primarni karbonatni strukturni sastojci koji nisu litificirani na staništu i na mjestu rasta, osim karbonatnog mulja - mikrita. Autor klasifikacije razlikuje četiri bitna tipa alokema: **intraklaste**, **pelete**, **ooide** (ili kako ih on naziva *oolite*) i **fosile**.

Pod intraklastima podrazumijeva sve vrste karbonatnih zrna nastalih razaranjem poluočvrsnutih ili neočvrsnutih intrabazenskih sedimenata, dakle intraklaste, plastiklaste, agregirana zrna i muljevite valutice (*mud pebbles*). U skupinu oolita Folk je uvrstio sva obavijena zrna, tj. ovamo pripadaju ooidi, pizoidi, onkoidi, kortoidi ili obavijeni bioklasti (poglavlje 3.4), a u pelete sva kuglasta, valjkasta ili elipsoidna karbonatna zrna kriptokristalaste unutarnje građe, tj. fekalni peleti i peloidi.

U alokemijske sastojke Folk (1959) ubraja i sve fosile, tj. cijele skelete i ljušture, kao i njihove krhotine - bioklaste - koji su pretrpjeli intrabazenski transport, lomljenje i sortiranje morskim strujama i valovima.

U fosile kao alokemijske sastojke nisu uvršteni jedino skeleti litificirani na svojem staništu u položaju rasta, poput, primjerice, koraljnih, rudistnih, koralinacejskih bioherma ili biostroma i stromatolita, koji su svrstani u posebnu skupinu kao biolititi (vidi tablica 4-1).

2. Ortokemijski sastojci ili **ortokemi** (*orthochems*) sve su karbonatne komponente vapnenaca nastale kemijskim i biokemijskim izlučivanjima u sedimentacijskom bazenu ili u samom vapnencu kao autigeni minerali. Kao ortokeme Folk (1959) definira **mikrokristalasti kalcitni mulj** ili **mikrit** (*ooze* = mulj) i **sparitni kalcit** (*sparry calcite*).

U **mikrit** Folk ubraja sve karbonatne čestice promjera <4 μm, a smatra da je nastao brzim kemijskim i/ili biokemijskim izlučivanjem iz morske vode. Nakon objavljivanja ove klasifikacije, šezdesetih i sedamdesetih godina elektronskim mikroskopskim istraživanjima utvrđeno je da se mikrit sastoji i od čestica većih dimenzija te da pretežito nastaje na druge načine, kako je to iscrpno obrazloženo u poglavlju 3.1, no termin mikrit se i dalje zadržao ali s novoprihvaćenim značenjem.

Sparit ili **sparitni kalcit** (*sparry* = bistar, proziran) obuhvaća bistre, prozirne kristaliće kalcita promjera >10 μm, koji su izlučeni kao cement u porama vapnenačkog taloga. Međutim, kod nekih tipova vapnenaca sparitni kalcit može nastati i procesima rekristalizacije.

Folk (1959) klasifikaciju vapnenaca temelji na tome sadrži li vapnenac ili ne sadrži mikrit, koliki je udjel mikrita i alokema te koji tip alokema prevladava u stijeni. Na osnovi međusobnih odnosa mikrita i alokema postoje tri glavne skupine vapnenaca (tablica 4-1).

Ako vapnenci sadrže više od 10 % alokema, ovisno o tome prevladava li u njima sparit ili mikrit, razlikuju se dvije osnovne skupine vapnenaca:

	ALOKEMIJSKI VAPNENCI alokema >10%		MIKRITNI VAPNENCI alokema		BIOSTROME, BIOHERME I STROMATOLITI
	sparita > mikrita	sparita < mikrita	1-10%	<1%	
SKUPINA	**I.**	**II.**	**III.a**	**III.b**	**IV.**
>25% intraklasta	intrasparrudit **intrasparit**	intramikrudit intramikrit	mikrit s intraklastima	**mikrit**	**biolitit**
>25% ooida	oosparrudit **oosparit**	oomikrudit **oomikrit**	mikrit s ooidima		
>25% onkoida	**onkosparrudit onkosparit**	**onkomikrudit onkomikrit**	**mikrit s onkoidima**		
odnos fosila i peleta 3:1	**biosparrudit biosparit**	**biomikrudit biomikrit**	**mikrit s fosilima**		
odnos fosila i peleta od 3:1 do 1:3	**biopelsparit**	**biopelmikrit**	**mikrit s fosilima i peletima**		
odnos fosila i peleta 1:3	**pelsparit**	**pelmikrit**	**mikrit s peletima**		

Tablica 4-1 Folkova (1959) klasifikacija vapnenaca s nadopunama po Flügelu (1982). Nazivi čestih tipova vapnenaca su masno otisnuti.

Prva skupina ili **alokemijski sparitni vapnenci** u kojima uz više od 10% alokema sparit prevladava nad mikritom, i

Druga skupina ili **alokemijski mikritni vapnenci** u kojima uz više od 10% alokema mikrit prevladava nad sparitom (tablica 4-1).

Trećoj skupini pripadaju vapnenci koji sadrže <10% alokema, a ta se skupina dijeli na dvije podskupine: skupini III.a pripadaju **mikritni vapnenci** koji sadrže od 1 do 10% alokema, a skupini III.b mikritni vapnenci s manje od 1% alokema (tablica 4-1).

Posebna, **četvrta skupina vapnenaca - biolititi**, su stijene pretežito sastavljene od skeleta organizama litificiranih na vlastitu staništu, pri čemu je sediment vezan posredovanjem organizama. To su već prije spomenute bioherme, biostrome i stromatoliti, odnosno, prema Dunhamu (1962), baundstoni.

Prva i druga skupina, tj. alokemijski vapnenci, dobivaju ime ovisno o prevladavajućem tipu alokema: ako među alokemima ima više od 25% intraklasta, vapnenac se u I. skupini naziva **intrasparit** (sl. 13-21) ili u II. skupini **intramikrit**. Ako pak među alokemima ima >25% ooida (oolita - Folk, 1959) vapnenac u I. skupini ima naziv **oosparit** (sl. 13-20) ili u II. skupini **oomikrit**. Potpuno je isti princip i onda kada među alokemima ima <25% intraklasta ili ooida, a prevladavaju fosili nad peletima s odnosom većim od 3:1. U tim slučajevima se vapnenac u I. skupini naziva **biosparit** ili u II. skupini **biomikrit** (sl. 3-1A, B i C i 3-11B), odnosno ako je odnos peleta prema fosilima veći od 3:1, u I. skupini **pelsparit** (sl. 13-12A, B i C) ili **pelmikrit** (II. skupina). Ako alokemijski vapnenac sadrži podjednake udjele fosila i peleta, a manje od 25% intraklasta ili ooida, naziva se **biopelsparit** (I. skupina) ili **biopelmikrit** (II. skupina).

S obzirom na to da se danas genetski jasno odvajaju ooidi od onkoida, što pri nastanku Folkove klasifikacije (1959. godine) još nije bio slučaj, Flügel (1982) je I. i II. skupinu alokemijskih vapnenaca nadopunio novim tipovima vapnenaca po istom principu kojim se vodio Folk (1959). To su **onkosparit** ili **onkosparrudit** (sl. 3-5 i 13-13) i **onkomikrit**, koji među alokemima sadrže više od 25% onkoida (tablica 4-1).

U I. i II. skupini vapnenaca, dakle alokemijskim vapnencima, što se tiče dimenzija alokema Folk (1959) za vapnence koji sadrže alokeme promjera >2 mm dodaje u imenu oznaku u obliku nastavka *-rudit*, tj. **intrasparrudit**, **intramikrudit**, **biosparrudit** (sl. 3-6), **biomikrudit** (= biomikrorudit) itd., kako je to prikazano u tablici 4-1.

U III.a skupini, tj. skupini mikritnih vapnenaca koji sadrže između 1 i 10% alokema, mikriti dobivaju u nazivu oznaku prevladavajućeg alokemijskog sastojka: **mikrit s intraklastima** ili **mikrit koji sadrži intraklaste**, **mikrit s ooidima**, **peletiferni mikrit** ili **mikrit koji sadrži pelete** (*pellet-bearing micrite*), odnosno **mikrit s fosilima** ili **fosiliferni mikrit** ako sadrži fosile (tablica 4-1).

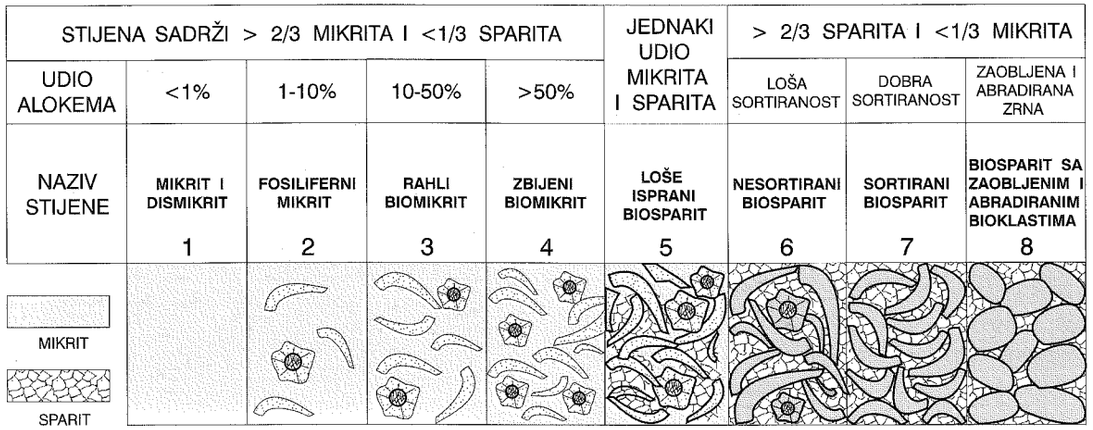
Skupini III.b pripada **mikrit**, a ako je mikritna masa poremećena bioturbacijom ili djelatnošću struja i valova tad se takav tip mikrita naziva **dismikrit**.

Folkova klasifikacija i nomenklatura uporabljena za vapnence našla je široku primjenu i kod ranodijagenetskih dolomita. Tako se strukturnom tipu ranodijagenetskog dolomita, koji po građi i strukturi odgovara nekom vapnencu, dodaje predznak dolo-, pa se tako dolomit koji odgovara pelmikritu, na primjer naziva **dolopelmikrit**, dolomit mikritnoga tipa **dolomikrit** (sl. 6-10), dolomit sastavljen od intraklasta i dolomitnoga cementa **dolointrasparit** (sl. 6-9A), itd.

Folk je 1962. godine glavne tipove vapnenaca podijelio u osam skupina s obzirom na njihove strukturno-teksturne i genetske značajke, odnosno njihov **strukturni spektar** (*textural spectrum of limestones*), koje upozoravaju na energiju i okoliš taloženja. Na osnovi međusobnih odnosa vapnenačkog mulja - mikrita, zrna ili alokema i stupnja sortiranosti, zaobljenosti i abradiranja zrna Folk (1962) razlikuje osam skupina vapnenaca od kojih su kod prve dvije zadržani isti nazivi kao kod skupina III.a i III.b klasifikacije iz 1959. godine.

Na sl. 4-2 prikazan je princip takve podjele na primjeru vapnenaca koji sadrže fosile i/ili bioklaste.

1. **skupina: mikrit** ili **dismikrit** koji sadrži <1% alokema;
2. **skupina: fosiliferni, peletiferni, intraklastični mikriti**, tj. mikriti koji sadrže fosile, pelete, intraklaste itd., u kojima se u mikritnoj masi nalazi od 1 do 10% alokema, a vapnenac sadrži >2/3 mikrita;
3. **skupina: rahli biomikriti** (*sparse biomicrite*), **rahli pelmikriti** i sl., koji sadrže od 10 do 50% alokema, a udjel je matriksa (karbonatnog mulja ili mikrita) >2/3 u odnosu na sparit (sl. 3-1A, B i C);
4. **skupina: zbijeni biomikriti** (*packed biomicrite*), **zbijeni pelmikriti** i sl., koji sadrže >50% alokema i >2/3 mikrita u odnosu na sparit (sl. 3-13B);
5. **skupina: slabo isprani biosparіti** (*poorly washed biosparite*), **slabo isprani pelsparіti** i sl., koji sadrže podjednake udjele mikrita i sparita;
6. **skupina: nesortirani biosparіti**, **nesortirani intrasparіti** i sl., koji se odlikuju slabom sortiranošću alokema i sadrže više od 2/3 sparita u odnosu na mikrit;



Slika 4-2 Prikaz principa klasifikacije vapnenaca po "strukturnom spektru" (Folk, 1962) na primjeru alokemijskih vapnenaca koji sadrže fosile i/ili njihove bioklaste. Princip klasifikacije je potpuno jednak i za ostale alokemijske sastojke (pelete, intraklaste, ooide i onkoide), samo se mijenja ime prevladavajućeg alokemijskog sastojka (npr. 3 = rahli pelmikrit, 5 = loše isprani pelsparit, 7 = sortirani oosparit, itd.).

7. **skupina: sortirani biospariti, sortirani intraspariti** i sl., koji se odlikuju dobrom sortiranošću alokema i sadrže >2/3 sparita u odnosu na mikrit (sl. 13-17B, C);

8. **skupina: biospariti s dobro zaobljenim i dobro sortiranim bioklastima** (*rounded biosparite*), intraspariti s dobro zaobljenim i abradiranim zrnima i sl., koji se odlikuju visokim stupnjem sortiranosti, zaobljenosti i abrazije zrna.

Ovakvom podjelom Folk (1962) nastoji razlikovati vapnence taložene u okolišima s visokom energijom vode (skupine 6 - 8) od vapnenaca taloženih u zaštićenim plićacima i u dubljoj vodi s niskom energijom (skupine 1 - 5). Slabo isprani spariti, preko nesortiranih, sortiranih sparita do sparita s visokim stupnjem sortiranosti, zaobljenosti i abradiranja zrna odražavaju porast energije vode.

Genetska podjela vapnenaca po "strukturnom spektru" pokazala je dobre strane i primjenu kod 5. do 8. skupine, ali i tešku primjenu za vapnence od 1. do 4. skupine, jer su često moguća miješanja alokema podrijetlom iz visokoenergijskih okoliša (ooidi, kortoidi, zaobljeni intraklasti i bioklasti, onkoidi tipa C) s fekalnim peletima i karbonatnim muljem - mikritom u nekom drugom okolišu, npr. u plimnoj zoni pri olujnim valovima (odjeljak 13.2.3.) ili na obalnome licu - *shoreface-u* (odjeljak 13.4.3.). Osim toga, rahli biomikriti, rahli pelmikriti i rahli oomikriti obično ne moraju pripadati istom okolišu niti istome energijskom facijesu.

4.3. Slatkovodni, terestički i korasti vapnenci

Osim u moru (marinski vapnenci), vapnenci nastaju i u slatkoj vodi, pa su to onda slatkovodni i jezerski vapnenci, na kopnu terestički i korasti vapnenci ili vapnenački sinteri, a u špiljama su to speleotemi.

4.3.1. Jezerski vapnenci

Među slatkovodnim vapnencima petrogeno su najvažniji vapnenci nastali u jezerskim okolišima,

tj. jezerski vapnenci ili lakustrinski vapnenci. Kako je iscrpnije objašnjeno u poglavlju 2.2, iz slatke vode, dakle, u jezerima i rijekama, izlučuje se uglavnom kalcit kad je molarni odnos Mg/Ca <2, visokomagnezijski kalcit kod odnosa Mg/Ca 2-7 (npr. u Balatonu), visokomagnezijski kalcit i dolomit kod molarnog odnosa Mg/Ca 7-12 (Neusiedelsee u Austriji) i aragonit ako je molarni odnos Mg/Ca >12 (Van Golu, Turska).

U jezerskim i riječnim okolišima anorgansko izlučivanje vapnenaca posljedica je promjena tlaka ili temperature i odstranjivanja CO_2 iz vode zbog fotosintetskih procesa biljaka i/ili fitoplanktona (primjer Plitvička jezera), evaporacijom u aridnim klimatskim područjima ili pak zbog miješanja vode različitog pH, što je slučaj s rijekama i jezerima.

Velika je količina jezerskih vapnenaca biogenog, pretežito cijanobakterijskog podrijetla, tj. pripada slatkovodnim stromatolitima, nastalim hvatanjem i vezivanjem karbonatnog, a manjim dijelom i sitnozrnastoga siliciklastičnog sedimenta na vlakanca i sluz cijanobakterija i mahovina. Jezerski vapnenci često sadrže i obilje onkoida, dakle, pripadaju onkolitima koji nastaju onkoidnim cijanobakterijskim obavijanjima bioklasta ili ljušturica gastropoda i fragmenata stijena.

Najvažnije teksturno-strukturne značajke jezerskih vapnenca su tanka laminacija (sl. 15-1) i obavijena zrna, kako je to podrobno prikazano u poglavlju 15.2.

4.3.2. Terestički vapnenci

U terestičke vapnence ubrajaju se vapnenci taloženi na kopnu, rijekama i slatkovodnim jezerima, tj. izvan utjecaja morske vode. Terestički su vapnenci:

- vapnenački sinteri: sedre ili tufa i travertini;
- korasti vapnenci: kaliće (*caliche*) ili kalkrete (*calcrete*) i
- špiljski vapnenci ili speleotemi.

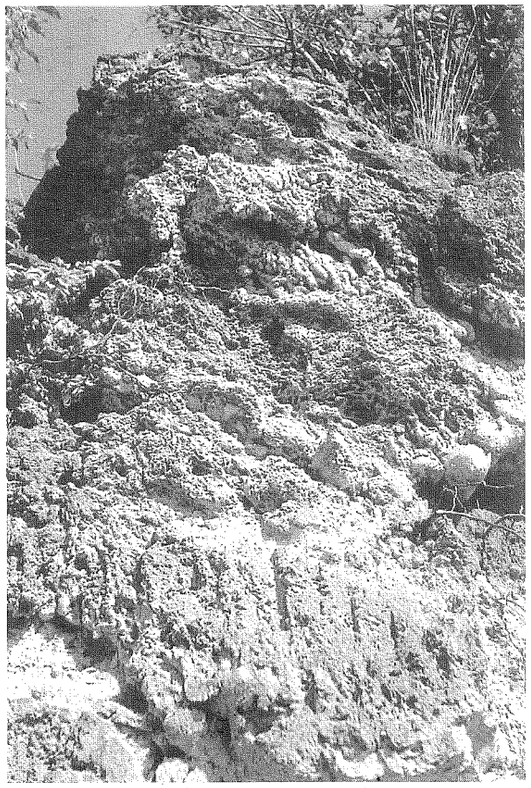
4.3.2.1. Vapnenačke sedre i travertini

Vapnenačke sedre i travertini terestički su vapnenci nastali u slatkim vodama, osim u velikim jezerima kad ih ubrajamo u jezerske ili lakustrinske vapnence. Iako su to po postanku, strukturi i građi dva različita tipa vapnenaca kod mnogih autora ne postoji strogo definirana razlika između pojma vapnenačka sedra i travertin, već su obadvije stijene obuhvaćene zajedničkim imenom **vapnenački sinteri** (*calcareous sinter*) u engleskoj literaturi ili **tufa** (*tufa*) u talijanskoj terminologiji.

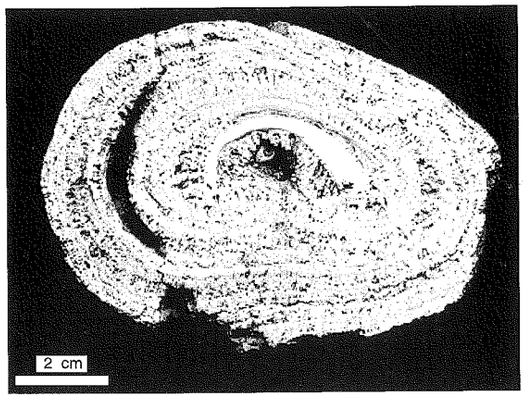
Vapnenačke sedre *su spužvasti, izrazito porozni, u pravilu mekani vapnenci nastali na slapovima jezera i rijeka (posebice krških) te na izvorima.* Tu se kalcit ili niskomagnezijski kalcit izlučuje po vlatima mahovina, cijanobakterija, vodenom bilju i potopljenom drveću. Posebno je taj proces intenzivan u području prskanja vode vodopada, gdje je izlučivanje $CaCO_3$ uzrokovano oslobađanjem CO_2 iz Ca-hidrogenkarbonata iz vode, kako zbog fotosintetskih procesa biljaka tako i zbog promjena temperature i tlaka pri prskanju ili zagrijavanju vode (vidi odjeljak 2.2.2). Izlučeni karbonat i organski ostaci na taj način tvore poznate **sedrene barijere** sa slapovima, kako je to primjerice slučaj u Plitvičkim jezerima i na slapovima rijeka Krke i Une (sl. 4-3).

Vapnenačke sedre se sastoje od kalcita ili niskomagnezijskog kalcita, a u pravilu sadrže i manje količine detritičnoga materijala, uglavnom zrnaca kvarca dimenzija praha i sitnoga pijeska te muskovita i minerala gline. Vapnenačke sedre Plitvičkih jezera sadrže između 80 i 95% karbonata koji se pretežito pojavljuje u obliku gustog, sitnog vapnenačkog mulja - mikrita.

Kalcit i niskomagnezijski kalcit se u vapnenačkim sedrama najčešće pojavljuju u obliku nepravilnih masa vapnenačkoga mulja, mikritnih korica ili ljusaka, tj. inkrustacija izlučenih po ostacima vodenih biljaka (vlatima mahovina, trava, vlakancima cijanobakterija i granama drveća), u obliku



Slika 4-3 Vapnenačka sedra rijeke Krke kod Skradinskoga buka odlikuje se visokom poroznošću vapnenca sastavljenog od kalcita nakupljenog u nepravilne mase spužvaste, rešetkaste i nepravilno skeletaste građe.



Slika 4-4 Krupni sedreni onkoid kao jezgru sadrži ljušturu slatkovodne školjke oko koje se nalazi debeli sedreni ovoj sastavljen od šupljikavih ćelijasto građenih lamina. Rijeka Una.

sparitnih kristala koji ispunjavaju pore različita podrijetla te kao onkoidne tvorevine. Vodeno bilje koje raste u rijeci ili jezeru, ostaci vodenoga bilja, naplavljeno drveće ili njihove grane, odlomci vapnenaca i dolomita, kao i odlomci razorenih sedrenih barijera vrlo su brzo u vodi obavijeni tankim filmom - koricom sastavljenom od sitnog karbonatnog mulja - mikrita. Pri tom obavijanju bitnu ulogu imaju cijanobakterije i druge mikrobakterije (Freytet & Plet, 1996). Mikritne korice, ljuske i nepravilne mase čine nepravilno građeni skelet ili rešetku sedre (sl. 4-3). Na taj se način brzom inkrustacijom stvara manje-više čvrsta masa iz koje nastaje - raste - sedrena barijera.

U plitkim dijelovima krških jezera ili rijeka zbog više-manje kontinuiranog kotrljanja ili povremenog prevrtanja fragmenata obalnih vapnenaca i dolomita ali i otkinutih komada sedrenih barijera mogu nastati krupni sedreni onkoidi sastavljeni od jezgre i debelog sedrenog ovoja (sl. 4-4).

Promjer takvih onkoida je najčešće od 1 do 6 cm, a nerijetko nastaju i onkoidi promjera i preko 15 pa i 20 cm (sl. 4-4). Njihov oblik izravna je posljedica oblika jezgre i debljine sedrenoga ovoja: što je sedreni ovoj deblji to se oblik onkoida sve više približava kugli. Sedreni ovoj se sastoji od dva glavna strukturna tipa koncentričnih lamina: gustih mikritnih i jako poroznih - šupljikavih ćelijasto građenih lamina ili proslojaka. Izmjena takva dva tipa koncentričnih lamina ili slojeva posljedica je sezonskoga "rasta" onkoida, odnosno različitih obroka i načina rasta cijanobakterija i izlučivanja kalcita iz tople i hladne vode.

Visoka poroznost sedre djelomice je posljedica truljenja organskoga tkiva vodenoga bilja i/ili cijanobakterija (kalupne ili moldičke pore), a djelomice su to šupljine otapanja ili pak šupljine u kojima se nalazio CO_2 i/ili drugi plinovi nastali pri oksidaciji organske tvari.

	Temperatura vode	Ca mg/l	Mg mg/l	Molarni odnos Mg/Ca
Srpanj	18,2 - 21°C	42,0 - 51,0	21,0 - 23,4	0,46 - 0,50
Rujan	10 - 19°C	45,0 - 74,0	21,4 - 22,8	0,31 - 0,47

Tablica 4-2 Utjecaj godišnjega doba na temperaturu vode, sadržaj Ca i Mg i odnos Mg/Ca u Plitvičkim jezerima (prema Stoffers, 1975).

Taloženje vapnenačke sedre na slapovima jezera i rijeka u osnovi je rezultat djelovanja dva međusobno povezana procesa uzrokovana otpuštanjem ili otplinjavanjem CO_2 iz vode:

a) anorgansko otpuštanje CO_2 iz vode koje može biti izazvano ili zagrijavanjem površinskih dijelova vode ili padom tlaka i povećanjem površine pri snažnoj turbulenciji, prskanju i razbijanju u sitne kapljice na slapovima. Otpuštanje CO_2 iz u vodi otopljenog Ca-hidrogenkarbonata, kako je to podrobnije objašnjeno u odjeljku 2.2.1, izaziva izlučivanje Ca-karbonata, u ovom slučaju kalcita i niskomagnezijskog kalcita. Taj se proces pojednostavljeno može prikazati reakcijom:

$$Ca^{2+} + 2\,HCO_3^- \longrightarrow CO_2\uparrow + H_2O + CaCO_3\downarrow$$

b) uklanjanje CO_2 iz vode biološkim fotosintetskim procesima vodenih biljaka, alga i cijanobakterija (makrofita i mikrofita - Golubić, 1973) koje žive na riječnim brzacima i po slapovima i predstavljaju najučinkovitiji mehanizam pobuđivanja izlučivanja karbonata koji se pojednostavljeno može prikazati reakcijom:

$$Ca^{2+} + 2\,HCO_3^- \longrightarrow CH_2O + O_2\uparrow + CaCO_3\downarrow$$

Poznato je da vapnenačke sedre na slapovima jezera i rijeka nastaju uglavnom na temperaturama između 10 i 30 °C uz godišnje obroke akumulacije karbonata, odnosno "rast" sedrenih barijera od 5 do 20 cm na godinu. Međutim, pretežiti dio izlučivanja zbiva se iz tople vode tijekom ljetnih mjeseci. To se dobro može vidjeti i po razlici u sadržaju Ca u toplim i hladnim vodama, tj. tijekom ljeta, jeseni i zime. Zbog intenzivnijeg izlučivanja kalcita iz tople vode (ljeti) njegova je koncentracija u toploj jezerskoj vodi smanjena u odnosu na onu u hladnijoj vodi (jesen-zima).

Odnos temperature voda i sadržaja Ca i Mg, primjerice u vodama Plitvičkih jezera, tijekom srpnja i rujna jasno ukazuje na smanjenje sadržaja Ca s porastom temperature vode zbog intenzivnijeg izlučivanja kalcita iz tople vode, što ujedno dovodi i do porasta molarnoga odnosa Mg/Ca (Stoffers, 1975), kako je to prikazano na tablici 4-2.

Zbog pojačanog izlučivanja $CaCO_3$ iz toplije vode, tj. tijekom ljetnih mjeseci, raste i molarni odnos Mg/Ca pa će u to doba u rešetku kalcita biti ugrađeno više Mg-iona, što znači da se tijekom ljeta i iz toplije vode lakše izlučuje niskomagnezijski kalcit, a kalcit iz hladnije vode tijekom jeseni i proljeća, a vjerojatno dijelom i zimi.

Taloženje vapnenačke sedre na izvorima prvenstveno je rezultat nagloga otpuštanja CO_2 iz podzemne vode koja je obično zasićena s obzirom na kalcit. Pri izbijanju takve vode na površinu u obliku izvora, naglo pada parcijalni tlak CO_2, što dovodi do oslobađanja CO_2 i izlučivanja $CaCO_3$ prema već prikazanoj reakciji (pod a).

Za razliku od vapnenačke sedre ili vapnenačkog sintera (tufa) postoji i **kremenasta sedra**

(*siliceous sinter*), koja kao inkrustacije sivobijelog ili smeđastog opala nastaje iz vrućih izvora i gejzira (Swineford, 1978). U tu skupinu sintera spada i **gejzirit** (*geyserite*) koji nastaje izlučivanjem opala iz vrućih voda gejzira (vidi Tišljar, 1994). Kremenaste sedre ili silicijski sinteri nastali oko gejzira i vrućih izvora mogu imati oblik silicijskih onkoida sastavljenih od spikula i koncentričnih lamina amorfnog opala koji je izlučivan na vlakanca i sluz mikrobakterijskih zajednica i na taj ih način silicificirao i inkrustirao (Jones & Renaut, 1997).

Travertin (*travertine*) *je čvrsto litificirani, šupljikavi, ćelijasto građeni, nepravilno laminirani ili slojeviti vapnenac nastao pretežito anorganskim izlučivanjima kalcita iz toplih voda oko termalnih izvora, gejzira, mineralnih voda bogatih karbonatom i* CO_2 *ili iz toplih sulfatnih otopina.*

"*Travertine*" je talijanska riječ koji potječe od latinskog naziva "*Lapis Tiburtinus*" za još iz rimskoga doba poznati građevni kamen iz nadaleko čuvenih kamenoloma kod Tibura, odnosno današnjega mjesta Tivoli pokraj Rima. Tu se travertin debljine oko 85 m nalazi na pleistocenskoj vulkanskoj ravnici uokolo niza vrućih izvora i jezera čije vode sadrže velike količine H_2S i $Ca(HCO_3)_2$ i imaju stalnu temperaturu od oko 22 °C (Folk & Chafetz, 1983).

Uz visoku poroznost i razmjerno veliku tvrdoću travertini se odlikuju i različitim strukturno-teksturnim značajkama: tankom i nepravilnom laminacijom, kao i ćelijastom, grudastom ili onkoidnom i pizoidnom građom. Karbonatni dijelovi nastali anorganskim procesima sastoje se od krupnih romboidnih kalcitnih kristala u obliku sparitnog cementa ili kalcitnih kora debljina i do nekoliko centimetara te pizoida, a dijelovi nastali biogenim - bakterijskim - procesima od kriptokristalastih gruda i bakterijskih pizoida sastavljenih od kalcitnih kristala promjera oko 0,5 do 20 μm (Folk & Chafetz, 1983; Chafetz & Meredith, 1983).

Dok je postanak vapnenačke sedre uglavnom vezan uz izlučivanje Ca-karbonata (kalcita) posredstvom biljaka, poglavito mahovina, cijanobakterija i vodenoga bilja u rijekama i na slapovima jezera, pri postanku travertina uz anorganske sudjeluju i organski procesi vezani uz aktivnost bakterija koje žive u obliku subhorizontalnih livada i/ili bakterijskih filmova po površinama opetovano ili stalno vlaženim toplom vodom (Folk & Chafetz, 1983; Chafetz & Meredith, 1983; Chafetz & Folk, 1984).

Taloženje travertina je posljedica izlučivanja $CaCO_3$ zbog anorganskog i organskog oslobađanja CO_2 pri povišenoj temperaturi vode u odnosu na okolinu u momentu njezinog izbijanja na površinu Zemlje na samom ušću toplih izvora (Pia, 1933; Friedman, 1970; Flügel, 1982; Folk & Chafetz, 1983; Chafetz & Meredith, 1983; Folk et al., 1985; Guo & Riding, 1992) i gejzira (Bargar, 1978).

Temperature voda termalnih izvora iz kojih su nastali, ili danas nastaju travertini, redovito su više od srednjih godišnjih temperatura okolice i variraju od 20 do 95 °C. Godišnji obroci akumulacije travertinskih karbonata, odnosno obroci "rasta" travertina vrućih izvora, prilično su neujednačeni, a iznose od nekoliko milimetara do 20 cm godišnje: primjerice na *locus tipicus* nalazištu u Tivoliju obrok taloženja iznosi 15 cm (Guo & Riding, 1992), a u Yellowstone parku 18 cm na godinu (Bargar, 1978).

Travertin može nastati i izlučivanjem $CaCO_3$ iz sulfatnih otopina (Füchtbauer & Müller, 1970) ili izlučivanjem iz karbonatom i CO_2 bogatih mineralnih voda tijekom interglacijalnih toplih doba (Reiff, 1955).

U mnogim slučajevima postoji veza između taloženja travertina iz toplih voda i vulkanske aktivnosti, kako to pokazuju česte asocijacije travertina i vulkanita (Pia, 1933; Feth & Barnes, 1970; Folk & Chafetz, 1983; Chafetz & Meredith, 1983; Folk et al., 1985; Heimann & Sass, 1989).

Iz vrućih izvora mogu nastati i **aragonitni travertini** (sinteri), koji se odlikuju djelomice trakastom, a djelomice grudastom građom (Füchtbauer & Müller, 1970) ili nepravilnom laminacijom tankih mikritnih lamina sastavljenih od agregata aragonitnih iglica u obliku svežnjeva i sferulitnih nakupina nastalih posredstvom mikrobakterijskih procesa (Guo & Riding, 1992).

Ovoj skupini vapnenaca pribraja se **oniks-mramor** kao cijenjeni arhitektonsko-građevni kamen. To je vrlo čvrsta, slojevita ili bubrežasta stijena sastavljena od nakupina romboedrijskog kalcita u obliku vlaknastih kalcitnih kristala. Nastaje izlučivanjem iz vrućih izvora, obično kao ispuna pukotina.

4.3.2.2. Korasti vapnenci: kalkrete i kaliće

Korasti vapnenci obuhvaćaju terestičke vapnenačke stijene poznate pod imenom **kaliće** (*caliche*) ili **kalkrete** (*calcrete*), ali i *duricrust*. Termin *caliche* engleska je transkripcija španjolske riječi *calizo* koja na američkom jugozapadu označava stijenu bogatu vapnom. Sinonim za kaliće je *calcrete* kao međunarodni termin kojim se označava materijal nastao izmjenama i/ili cementacijom tla ili stijena pretežito sastavljenih od Ca-karbonata.

Kalkrete ili **kaliće** nastaju u semiaridnim i aridnim područjima gdje su ukupne godišnje oborine od 200 do 600 mm, a isparavanje vode iz tla veće od ukupne godišnje količine oborina. Pri tome se porna voda zasićena Ca-hidrogenkarbonatom penje prema površini i tu se zbog snažna isparavanja izlučuje kalcit u obliku korastih nakupina, tj. kalića ili kalkreta (vidi odjeljak 13.1.1). Pri tomu su primarne strukturno-teksturne značajke taloga potpuno potisnute novim nodularnim, pizoidnim, rizoidnim (*rhizoid* = izlučivanje kalcita na i oko sitnog korijenja) i laminiranim korastim nakupinama mikrosparitnog ili mikritnog kalcita, rjeđe Mg-kalcita ili aragonita, u kojima se nalaze uključeni fragmenti starijih kalkretnih kora (*caliche-pisoids*, *caliche pellets* ili *vadose pisoids*), litoklasti starijih vapnenaca, mikrokodiji, a rjeđe i kopneni puževi i ostaci korijenja biljaka.

Pizoidne kalkrete ili **kaliće** pretežito sadrže pizoide i rizoide različitih dimenzija koji kao jezgru sadrže odlomak stijene, grejpston zrna ili kvarc te više nejednako debelih ovojnica - lamina - sastavljenih od mikrokristalastog, mikrovlaknastog ili kriptokristalastog kalcita. Smatra se da je pri postanku, odnosno centrifugalnom nakupljanju i rastu, tih ovojnica ili lamina značajnu ulogu imala aktivnost organizama i mikroorganizama, posebice korijenčića biljaka, gljivica i cijanobakterija (Calvet & Julia, 1983). Pizoidne kore ili kaliće pretežito nastaju u freatičkoj vadoznoj zoni u plitkim udubinama pri režimu povremenog ispunjavanja pora vodom, i obično se nalaze kao tanki završni članovi ciklusa oplićavanja naviše (James, 1972; Esteban & Pray, 1983)

Laminirane kalkrete, koje se sastoje od ravnih ili valovitih karbonatnih lamela s tankim smeđim filmovima Fe-oksida i hidroksida ili organske tvari po površinama laminacije, mjestimice mogu biti i brečirane. Uglavnom ispunjavaju udubljenja u mikroreljefu i po tome se jasno razlikuju od stromatolita. Osim laminiranih kalkreta česte su i kalkrete bez laminirane teksture koje se sastoje od radijalnozrakastog ili krupnokristaliničnog kalcitnog ili vlaknastog aragonitnog meniskusnog cementa.

Korasti vapnenci (kalkrete ili kaliće) obično nemaju veće debljine. Najčešće su to kore debljine od nekoliko desetaka centimetara, a rjeđe i do pedesetak metara. Vrlo su važan indikator paleoklimatskih uvjeta i izuzetno važne za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja karbonatnih sedimenata jer upozoravaju na prekid marinske sedimentacije, vadoznu dijagenezu ili subaersko trošenje vapnenaca.

Tanke kalkretne kore često se nalaze kao završni članovi **ciklusa oplićavanja naviše** ili unutar kratkotrajnih emerzija u jurskim i krednim vapnencima Jadranske karbonatne platforme (Tišljar,

1986; Tišljar et al., 1989), a deblje kalkretne kore pojavljuju se na površini gornjopermskih karbonatno-evaporitnih stijena zajedno s *rauhwackama* ili **opučnjacima** u okolici Sinja i Knina (poglavlje 6.5).

4.3.2.3. Špiljski vapnenci ili speleotemi

Špiljski vapnenci ili **speleotemi** (*dripstone*) *vapnenačke su sige nastale pri kapanju vode zasićene Ca-hidrogenkarbonatom u vapnenačkim špiljama i kavernama*. **Sige** koje rastu u špiljama od poda naviše nazivaju se **stalagmiti**, one što rastu od stropa (vise) u špilju **stalaktiti**, a ako se spoje stalagmit i stalaktit nastaje **stalagmat**. Do izlučivanja kalcita (rjeđe aragonita), odnosno rasta siga, dolazi zbog isparavanja vode iz kapljica koje vise sa stropa ili isparavanja vode iz tankoga vodenog filma koji se cijedi po stijeni, te zbog nagla otpuštanja CO_2 iz vode zasićene Ca-hidrogenkarbonatom u trenutku udarca kapljice vode koja kapa u špilji. Sige se sastoje od krupnokristaliničnog kalcita, rjeđe aragonita (npr. u Kristalnoj špilji, Južna Dakota - Flügel, 1982), hidromagnezita i magnezita. Osim siga, u speleotemske vapnence ubrajaju se i **špiljski biseri** (*cave pearls*) o kojima je već bilo govora u odjeljku 3.4.1.2.

5. Dijageneza vapnenaca

Pod terminom **dijageneza** *podrazumijevaju se svi mehanički i kemijski procesi koji se zbivaju u sedimentu od njegova taloženja pa do početka preobrazbe ili metamorfoze sedimentnih stijena u metamorfne stijene*. Među najvažnijim dijagenetskim procesima karbonatnih stijena svakako su procesi litifikacije, kojima od rahlih, nevezanih, vodom natopljenih karbonatnih taloga nastaju čvrste stijene - vapnenci, dolomitični vapnenci i dolomiti. Razlikuju se kemijski i mehanički dijagenetski procesi, a unutar kemijskih procesa izokemijska i alokemijska dijageneza.

Izokemijska dijageneza obuhvaća procese kod kojih se ne mijenja kemijski sastav glavnih komponenata stijene, a **alokemijska dijageneza** dijagenetske procese čiji je rezultat promjena kemijskog sastava stijene. Pri tome u sediment moraju biti donošeni neki strani ioni, a istodobno iz sedimenta se odnose neki za stijenu domaćina primarni ioni. Takav donos i odnošenje iona obavlja se cirkulacijom otopina kroz sediment i difuzijom iona. Najvažniji su izokemijski dijagenetski procesi u vapnencima otapanje nekih mineralnih sastojaka, transformacija aragonita i Mg-kalcita u kalcit (poglavlje 5.2), mikritizacija (poglavlje 5.3) cementacija (poglavlje 5.4) i rekristalizacija (poglavlje 5.5), a alokemijski procesi silicifikacija (poglavlje 5.6), anhidritizacija (poglavlje 5.7) i dolomitizacija (poglavlje 6).

Za razliku od kemijskih dijagenetskih procesa, **mehanička dijageneza** ima bitno manji, gotovo zanemarivi utjecaj na procese litifikacije plitkomorskih vapnenačkih taloga zbog razmjerno brzih kemijskih dijagenetskih procesa, posebice cementacije. Naime, kompakcijski su procesi u plitkomorskim vapnenačkim talozima praktički svedeni na minimum, jer je plitkomorski karbonatni talog dijagenezom u marinskom ili meteorskom dijagenetskom području (odjeljci 5.1.1 i 5.1.2) cementiran i očvrsnut prije nego što ga prekriju novi sedimenti veće debljine koji bi uzrokovali njegovo znatnije zbijanje ili kompakciju. Malokad nalazimo plitkomorske vapnence koji sadrže fragmente ili cijele skelete zdrobljene zbog mehaničke kompakcije (npr. raspucane fragmente ljušturica gastropoda ili skeleta zelenih alga).

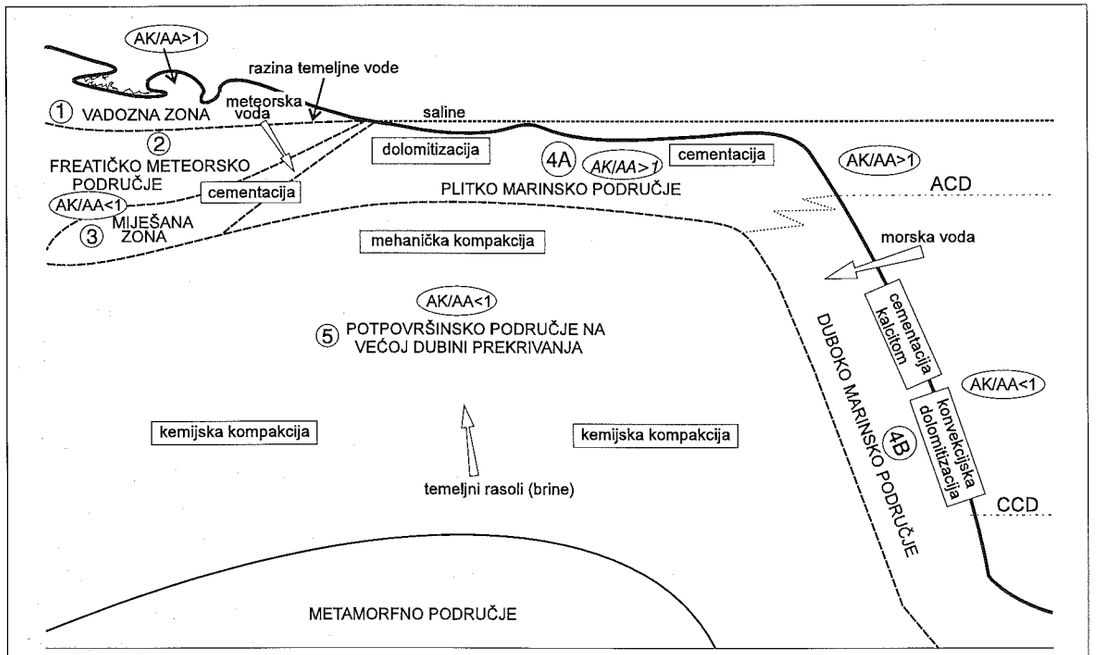
Značajniji su učinci kompakcijskih dijagenetskih procesa na dubljevodne pelagične taloge zbog znatno sporije litifikacije, a bitni se kompakcijski procesi zbivaju u potpovršinskoj zoni u talozima na većim dubinama prekrivanja (odjeljak 5.1.4 i poglavlje 5.8).

5.1. Dijagenetska područja ili zone

Pri istraživanju dijagenetskih procesa karbonatnih sedimenata potrebno je razlikovati ranodijagenetske od kasnodijagenetskih procesa, odnosno procese koji se zbivaju na površini ili blizu površine taloga u još nevezanim, tek nataloženim, rasutim talozima, od potpovršinskih procesa na većim dubinama prekrivanja, obično u već očvrsnutoj stijeni - vapnencu ili dolomitu. S obzirom pak na mjesto i okoliše u kojim se zbivaju dijagenetski procesi razlikuju se četiri dijagenetska područja ili zone (sl. 5-1):

- marinsko područje,
- meteorsko područje,
- područje miješane meteorske i morske vode, i
- potpovršinsko područje ili zona u većoj dubini prekrivanja (*burial diagenesis*).

U prve tri zone prevladavaju ranodijagenetski, a u četvrtoj kasnodijagenetski procesi. U svakoj od tih zona vladaju različiti kemijski i fizikalni



Slika 5-1 Shematski prikaz dijagenetskih područja s glavnim dijagenetskim procesima i kemizmom pornih fluida u odnosu na koncentraciju aktivnih kationa prema aktivnim anionima (prerađeno prema Moore, 1989).

uvjeti, pa su dijagenetski procesi u njima bitno različiti. Prepoznavanjem takvih specifičnih dijagenetskih procesa u starim vapnencima dobivaju se izuzetno važni pokazatelji uvjeta i okoliša taloženja, kao i podaci o paleoklimatskim i paleogeografskim značajkama u doba taloženja tih stijena. Bitne razlike u mineralnom tipu cemenata koji se izlučuju u pojedinim dijagenetskim područjima, kao posljedice različitog kemijskog sastava voda te fizikalnih uvjeta u tim zonama, prikazane su na sl. 5-1.

5.1.1. Marinsko dijagenetsko područje

Marinsko dijagenetsko područje obuhvaća sedimente koji su natopljeni morskom vodom, tj. taloge na plimnim ravnicama (*tidal flat*) i na plažama, na dnu plitkog i dubljeg mora (sl. 5-1). Najvažniji dijagenetski proces u marinskom području je smanjenje poroznosti zbog intenzivne cementacije, odnosno izlučivanja cementa u intergranularnim i intragranularnim porama (vidi poglavlje 8.1). Cement se tu uglavnom izlučuje izravno iz morske vode, pri čemu izuzetno velika količina vode mora proći kroz pore da bi došlo do njihova zapunjavanja cementom. Značajnu ulogu pri izlučivanju nekih tipova cemenata u marinskoj zoni imaju i mikrobiološki procesi, a u smanjivanju poroznosti značajnu ulogu ima i taloženje internoga sedimenta u šupljinama i kavernama.

Najvažniji činitelji koji reguliraju cementaciju u marinskom području su intenzitet cirkulacije morske vode kroz talog, klima i obroci ili intenzitet taloženja u plitkom marinskom području (4A na sl. 5-1), odnosno intenzitet cirkulacije morske vode, temperatura i tlak u dubokom marinskom području (4B na sl. 5-1). U otvorenim marinskim okolišima ili u marinskom dijagenetskom području dijagenetski procesi izrazito ovise o dubini vode i zemljopisnoj širini, tj. geografskom položaju na Zemljinoj kugli, a na plimnim ravnicama, plažama i obalama najvažniji je činitelj klima. Marinsko dijagenetsko područje je okoliš s različitim dijagenetskim uvjetima određenim s tri glavna činitelja:

1) promjenama kinetičke energije u površinskome dijelu mora koje se nalazi na mjestu taloženja karbonata, posebice u pogledu strujanja dijagenetskih fluida kroz plitkovodne taloge i s tim u vezi njihovim utjecajem na taloge pri oslobađanju CO_2,
2) promjenama temperature i tlaka morske vode kad se razmjerno topla morska voda iz površinskih dijelova spušta u dublje i hladnije dijelove morskih i oceanskih dubina, i
3) posredovanjem morskih biljaka fotosintetskim procesima i životinja respiracijom na tijek CO_2 ciklusa u vodi.

Morske su vode normalnoga saliniteta na površini mora između 30° sjeverne i južne zemljopisne širine prezasićene u odnosu na aragonit, Mg-kalcit i dolomit (Milliman, 1974; James & Choquette, 1983), pa pri strujanju kroz karbonatne taloge taložene u plitkomorskim okolišima omogućuju, ukoliko su zadovoljeni ostali uvjeti, intenzivno izlučivanje aragonitnih, Mg-kalcitnih, a rjeđe i dolomitnih cemenata, odnosno cementaciju karbonatnih taloga. S porastom dubine, međutim, u morskoj vodi drastično opada zasićenje s $CaCO_3$ kao funkcija promjene parcijalnoga tlaka CO_2, progresivno se s porastom dubine snižava temperatura, a raste tlak. Tako, primjerice, temperatura vode, koja je na površini oceana oko 28 °C, opada na dubini od 1.000 m na samo 5-6 °C (James & Choquette, 1983). Zbog toga morska voda brzo postaje podzasićena u odnosu na aragonit (vidi ACD-granična crta - poglavlja 2.2 i 2.3), ali ostaje prezasićena u odnosu na kalcit, pa se aragonitne komponente u talogu pod utjecajem takve vode otapaju uz mogućnost izlučivanja kalcitnoga cementa. Na dubinama većim od 3.000 m morska i oceanska voda postaje podzasićena i u odnosu na kalcit pa se u talozima otapaju i kalcitne komponente tako da se ispod CCD-granične crte (vidi poglavlja 2.2 i 2.3) mogu očuvati samo male količine karbonatnih taloga (Saller, 1984).

Zbog spomenutih velikih razlika u fizikalnim i kemijskim uvjetima koji vladaju u marinskom dijagenetskom području u plićim dijelovima i na dubinama obično se razlikuju dvije glavne marinske dijagenetske podzone: plitkomorska dijagenetska zona i dubokomorska dijagenetska zona (sl. 5-1).

Plitkomorska dijagenetska zona je najznačajnije područje za dijagenetske procese cementacije, odnosno izlučivanja aragonitnog i Mg-kalcitnog cementa u porama karbonatnih taloga (4A na sl. 5-1). U grebenskim i prigrebenskim okolišima prevladava Mg-kalcitni, a u *intertidalnim beach-rock* okolišima i na tzv. tvrdim dnima (*hardground*) aragonitni i kalcitni cement (Moore, 1989).

U plitkomorskoj dijagenetskoj zoni cementacija je naročito pospješena snažnom cirkulacijom morske vode kroz taloge koji su na rubovima karbonatnih platforma izloženi djelovanju jakih valova i olujnih plima. Tu kroz taloge cirkulira velika količina morske vode zbog udaranja valova, visokih plima i **efekta plimnog crpljenja** (*tidal pumping*), što rezultira odstranjivanjem CO_2 iz vode ili tzv. CO_2-otplinjavanjem i izlučivanjem $CaCO_3$. Za izlučivanje cementa u plitkoj dijagenetskoj zoni veliko značenje ima i zagrijavanje vode koje dolazi iz dubljega ili otvorenoga mora u plićake karbonatne platforme.

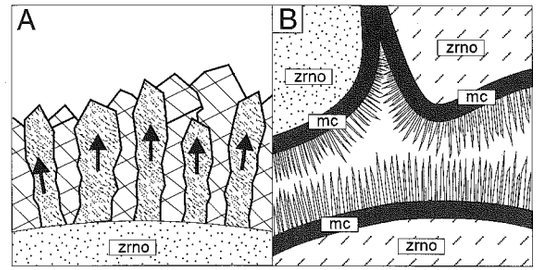
Zbog razmjerno brze cementacije taloga u odnosu na male obroke taloženja u plitkoj marinskoj zoni mogu nastati tvrda tla (*hardground*) posebice u plićacima i lagunama, odnosno područjima s niskim obrocima sedimentacije, kako je to primjerice slučaj kod baćinelskih onkoidnih vapnenaca donjega alba u Istri (sl. 13-3 i 13-13A). Pri tomu tvrda tla mogu zbog niske propusnosti biti značajna prepreka za cirkulaciju fluida.

Tvrdo dno (*hardground*), tj. submarinski cementirana kora kao površina diskontinuiteta i prekida taloženja, najčešće se nalazi na rubovima karbonatnih platforma s vodom više energije unutar grejnstona ili u platformnim plićacima kao završni član ciklusa oplićavanja naviše. Temeljna značajka tvrdih dna je njihova neravna, nepravilno korodirana i abradirana površina s brojnim ubušivanjima jer je služila za pričvršćivanje za dno sesilnim organizmima, a bila je i stanište inkrustirajućoj fauni. Intenzivna ubušivanja uglavnom su nastala prije litifikacije tijekom razdoblja spore sedimentacije. Tvrda dna i sedimenti u njihovoj neposrednoj krovini u pravilu sadrže i brojne intraklaste koji potječu od razaranja tvrdog dna, a koji se odlikuju okrnjenim rubovima, ubušivanjima, inkrustacijama i cementacijom izopahnim acikularnim obrubnim cementom. Tvrda dna mogu po površini biti obojena manganskim mineralima i glaukonitom, što ukazuje na smanjenje obroka taloženja ili čak privremeni prestanak sedimentacije. Tipični cement plitkomorskih tvrdih dna je **izopahni vlaknasti** ili **acikularni obrubni kalcitni cement**, tj. cement sastavljen od igličastih kristala podjednakih veličina koji tvore tanki rub oko zrna ili po stijenkama pora i šupljina (vidi poglavlje 5.4 - vlaknasti ili fibrozni cement). Cementi mogu biti penetrirani u dno pomoću endolitnih alga ili cijanobakterija i pojavljivati se zajedno s marinskim internim sedimentom. Intenzitet cementacije je najveći na i pri površini, a smanjuje se prema donjem dijelu tvrdog dna.

U talozima plitke marinske zone koji se nalaze u zaštićenim lagunama ili plićacima koji nisu izravno izloženi djelovanju jakih valova i olujnih plima, tj. dijelovima karbonatne platforme u zavjetrini, procesi cementacije znatno su usporeni zbog vrlo slabe migracije morske porne vode kroz taloge ili pak njezinog stagnirajućeg stanja.

U plitkoj marinskoj dijagenetskoj zoni vrlo važnu ulogu ima i klima: u uvjetima jako suhe klime, odnosno područjima s jako aridnom klimom, morska se voda u evaporacijskim uvjetima brzo i snažno isparava iz taloga i na taj način pospješuje njegovu brzu i intenzivnu cementaciju.

Općenito se može reći da je cementacija u plitkoj marinskoj dijagenetskoj zoni najintenzivnija na rubnim, vjetru i olujnim plimama izloženim dijelovima karbonatne platforme, gdje su obroci taloženja niski, a klima je izrazito suha, odnosno visoko aridna. Cementacija je vrlo snažna i u užoj ili široj zoni duž obalne crte, u potplimnoj i natplimnoj zoni gdje od karbonatnih pijesaka posebnim procesom tzv. *beach rock* cementacije nastaju "**stijene plaža**" (sl. 5-2 B), a u muljevima plim-



Slika 5-2 Shematski prikaz cemenata marinskog dijagenetskog područja. **A** - Radijalnoaksijalni fibrozni kalcitni cement raste okomito na stijenku pore ili površinu zrna s kristalima koji kod ukriženih nikola imaju različito potamnjenje (= optičku orijentaciju). **B** - Tipičan cement "stijena plaža" (*beach rock cement*): po površini zrna izlučen je mikritni ili mikrokristalasti cement (mc), a na njemu vlaknasti obrubni cement.

ne ravnice karbonatne kore, pizoidi i *tepee*-strukture.

U recentnim plitkomorskim karbonatnim talozima tropskih područja izlučuje se aragonitni i visokomagnezijski kalcitni cement s 11 do 19 molarnih postotaka $MgCO_3$ u vlaknastom ili acikularnom, botrioidalnom ili listićavom obliku (poglavlje 5.4). Tijekom dijageneze u vapnencima taj je cement, međutim, transformiran u kalcit (poglavlje 5.2).

Dubokomorska dijagenetska zona (4B na sl. 5-1), koja se nalazi unutar ili ispod **termokline** (područja nagle promjene krivulje snižavanja temperature vode pri konstantnom porastu dubine - sl. 2-3 i 2-4), odlikuje se vodama podzasićenim u odnosu na aragonit. Tu se uz otapanje aragonita iznad CCD-granične crte izlučuje samo kalcitni cement, a ispod te crte, uz otapanje kalcitnih sastojaka, nema više niti izlučivanja kalcitnoga cementa (4B na sl. 5-1). Zbog termalne konvekcije - tzv. *Kohoutove termalne konvekcije* (vidi poglavlje 6.3 i sl. 6-7) u dubokomorskoj dijagenetskoj zoni zbiva se i vrlo spori proces dolomitizacije, odnosno **konvekcijska dolomitizacija** (4B na sl. 5-1). U karbonatnim talozima koji se nalaze samo nekoliko metara ispod plitke marinske dijagenetske zone kretanje porne vode je drastično smanjeno pa je tu izlučivanje cementa bitno usporeno.

5.1.2. Meteorsko dijagenetsko područje

Meteorsko dijagenetsko područje *obuhvaća dvije zone s vrlo različitim uvjetima - vadoznu zonu i meteorsku freatičku zonu* (1 i 2 na sl. 5-1). Dijagenetski procesi u uvjetima vadozne i meteorske zone mogu već vrlo brzo nakon taloženja zahvatiti karbonatni sediment ako je takav sediment bio nabačen na natplimnu ravnicu (*supratidal*) olujnim valovima ili je izronio iznad morske razine zbog nagle progradacije plimne ravnice (vidi odjeljke 12.1.1 i 13.2.5) ili pak zbog relativnog spuštanja morske razine tako da je došao pod utjecaj meteorske vode (vidi poglavlje 12.2 i odjeljak 13.1.1). Velika je razlika u dijagenetskim procesima koji se događaju u meteorskoj freatičkoj zoni, tj. ispod razine vode temeljnice, od onih u vadoznoj zoni, odnosno iznad stalne razine vode temeljnice.

U **meteorskoj freatičkoj zoni** slatka je porna voda siromašna s Mg^{2+} i Na^{+} ionima, a u pravilu prezasićena s Ca^{2+} ionima, pa se izlučuje kalcitni cement (2 na sl. 5-1) u obliku bistroga kalcita, tj. **sparitnog kalcita** (*calcite spar*). To je posljedica niskog molarnog odnosa Mg/Ca u meteorskoj vodi (oko 0,4). Već prema tomu zbiva li se cementacija u vadoznoj ili freatičkoj zoni nastati će različiti oblici kalcitnog cementa: u vadoznoj zoni obično na kontaktima zrna u obliku meniskusnog i mikrostalaktitnog cementa (sl. 5-6E, F), a u donjoj vadoznoj zoni i freatičkoj zoni cement potpuno ispunjava porne prostore, odnosno talozi su potpuno litificirani, jer su porne vode koje su se procjeđivale kroz taloge jako zasićene u odnosu na $CaCO_3$.

S druge pak strane u meteorskoj dijagenetskoj zoni može procesima okršavanja nastati i visoka sekundarna poroznost zbog otapanja pojedinih strukturnih komponenata, posebice aragonitnih,

jer je meteorska voda podzasićena u odnosu na karbonate, tj. djeluje kao blaga ugljična kiselina (vidi odjeljak 5.1.2.3).

Glavni čimbenici koji reguliraju dijagenetske procese u meteorskom dijagenetskom području jesu klima, geografska širina, globalne oscilacije morske razine, te odnosi obroka taloženja i subsidencije. Oni uzrokuju izronjavanje taloga, određuju vrijeme trajanja takvih izronjavanja, kao i primarni mineralni sastav karbonatnih taloga (aragonit, viskomagnezijski kalcit, niskomagnezijski kalcit, kalcit).

Klima je temeljni kontrolni čimbenik koji regulira dijagenezu u meteorskoj zoni jer o njoj ovisi frekvencija cirkulacije meteorske vode kroz taloge, stupanj otapanja karbonata i izlučivanja $CaCO_3$, tj. s jedne strane procesi okršavanja a s druge strane cementacija pojedinih horizonata u karbonatnim sedimentima. U uvjetima vlažne (humidne) klime otapanje pojedinih sastojaka i proces okršavanja dosežu svoj maksimum, i već za približno milijun godina uzrokuju postanak zreloga krša (sl. 5-3 i odjeljak 5.1.2.3).

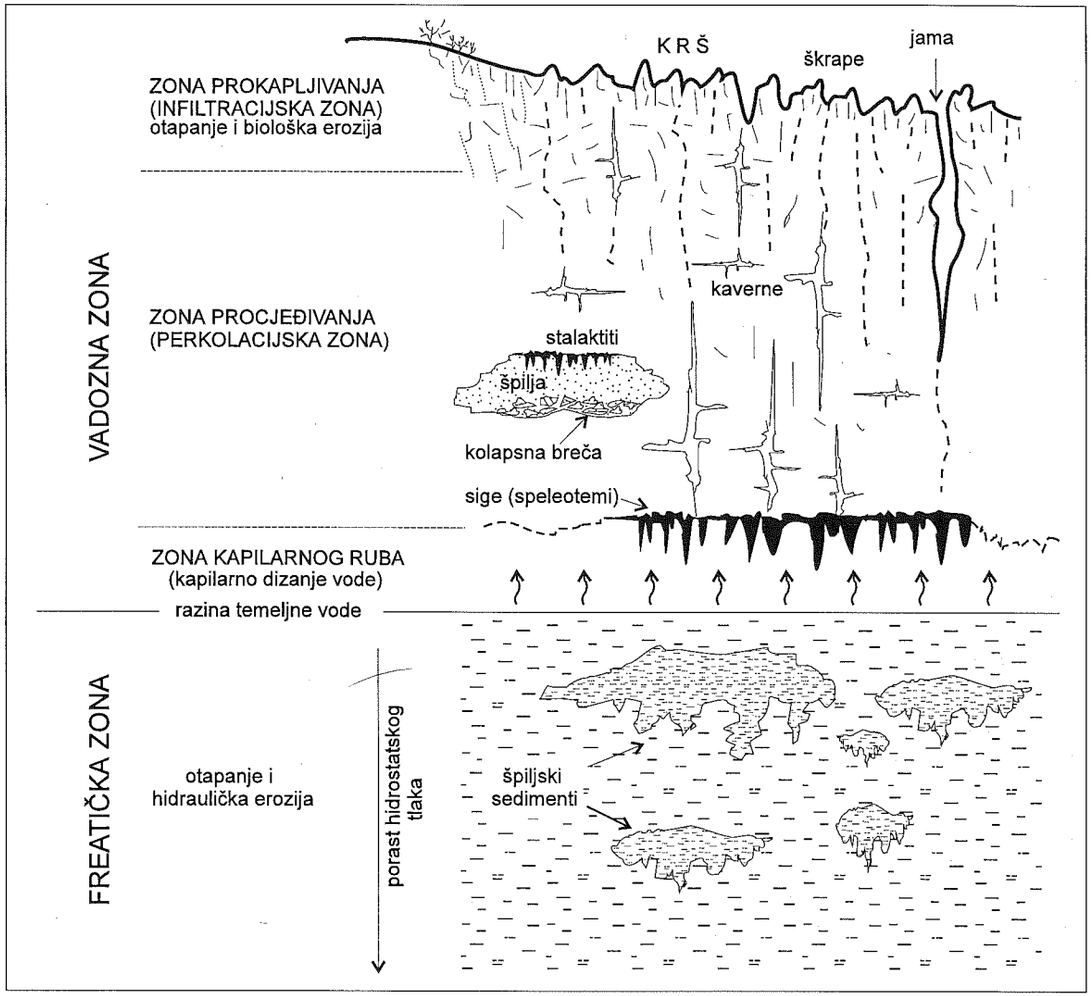
Relativne oscilacije morske razine (vidi poglavlja 12.1 i 12.2) određuju i uvjetuju dubinu do koje dosižu dijagenetski procesi u meteorskoj zoni i do koje dopire okršavanje i stvaranje krša: obično je to više stotina metara pri dugotrajnom niskom stanju morske razine (poglavlje 12.2) ili snažnom tektonskom izdizanju pojedinih dijelova karbonatnih sedimenata, jer samo na taj način meteorska voda može penetrirati duboko i dugotrajno u taloge karbonatne platforme.

Primarni mineralni sastav karbonatnih sedimenata je odlučujući čimbenik stupnja otapanja i cementacije, odnosno tzv. **dijagenetskog potencijala taloga**. S obzirom da su plitkomorski karbonatni sedimenti uglavnom sastavljeni od smjese aragonita, visokomagnezijskog i niskomagnezijskog kalcita, a da je aragonit nestabilan u meteorskoj vodi i da se u njoj brzo otapa (poglavlje 5.2), a visokomagnezijski kalcit brzo transformira u niskomagnezijski kalcit uz oslobađanje Mg-iona, meteorske vode bitno mijenjaju primarni mineralni sastav karbonatnih taloga. Kalcit se također može lako otapati ako je meteorska voda podzasićena u odnosu na kalcit ili sadrži otopljeni CO_2 u obliku ugljične kiseline (odjeljak 5.1.2.3). Na taj se način meteorska voda obogaćuje s Ca-hidrogenkarbonatom, tj. zasićuje u odnosu na kalcit, što omogućava u povoljnim uvjetima, obično na nekom drugom mjestu u nižim dijelovima zone, snažno izlučivanje kalcita i intenzivnu cementaciju taloga. Karbonatni talozi koji primarno sadrže manje aragonita ili ga uopće ne sadrže općenito su znatno slabije zahvaćeni procesima otapanja i okršavanja od primarno aragonitom bogatih sedimenata, a ujedno je stupanj cementacije karbonata u njihovoj podini bitno manji od onih bogatih aragonitom (Tucker, 1993).

Pod utjecajem meteorskih voda, posebice pri njihovoj infiltraciji u površinske i potpovršinske sedimente zbivaju se, osim otapanja i cementacije, i mnogi drugi vrlo važni dijagenetski procesi: ranodijagenetska dolomitizacija (odjeljak 6.2.2), kalcitizacija i dedolomitizacija (poglavlje 6.5), kao i rekristalizacija i redolomitizacija dedolomita, kako je to primjerice slučaj u dolomitima udruženim s evaporitima u permu Poljske (Peryt & Scholle, 1996).

5.1.2.1. Vadozna zona

Vadozna zona *obuhvaća sedimente iznad stalne razine temeljne vode u kojima su pore samo povremeno ispunjene vodom, uglavnom tijekom oborina i naknadnog procjeđivanja oborinskih voda, a u ostalo doba sediment se uglavnom nalazi u subaerskim uvjetima uz prokapljivanje i procjeđivanje vode kroz njega* (1 na sl. 5-1 i 5-3). Značajka je vadozne zone da sva meteorska voda, koja svoj put prema moru pronalazi kroz nju i pri tome u meteorskoj zoni stvara posebni regionalni akvatski sustav ili leće slatke vode, ima ključnu ulogu na tijek dijagenetskih procesa u metastabilnim karbonatnim sedimentima.



Slika 5-3 Idealizirani prikaz procesa okršavanja i stvaranja zreloga krša u uvjetima dugotrajnog izlaganja vapnenačkih stijena djelovanju meteorskih voda.

Vadozna zona ili vadozni okoliš dijeli se u dvije zone: gornju vadoznu zonu ili vadozno tlo, često poznato pod imenom **kaliće zona**, i na donju vadoznu zonu koja uključuje i tzv. **kapilarni rub** neposredno iznad razine temeljne vode.

Gornja vadozna zona ili **vadozno tlo**, odnosno **zona kalića**, je zbog infiltracije ili prokapljivanja meteorske vode (sl. 5-3) općenito jako podzasićena u odnosu na $CaCO_3$. U područjima s obilnim oborinama i poroznim talozima meteorska voda je podzasićena u odnosu na $CaCO_3$, prima CO_2, i brzo se kreće kroz površinski dio taloga te pri tome snažno otapa vapnenačke taloge (odjeljak 5.1.2.3). Taj proces dovodi do povećanja kon-

centracije Ca-hidrogenkarbonata u takvoj vodi i stvaranja potencijala za izlučivanje kalcita u drugim dijelovima taloga, posebice u blizini razine temeljne vode u tzv. kapilarnom rubu (sl. 5-3).

Donja vadozna zona je područje gravitacijskog procjeđivanja - perkolacije - vode koja dolazi iz gornje vadozne zone i gdje je meteorska voda zapravo samo u prolazu na svom putu do razine temeljne vode (sl. 5-3). U donjoj vadoznoj zoni potpuno su meteorskom vodom ispunjene samo pore u najdonjem tankom rubu neposredno iznad razine temeljne vode, tj. samo u tzv. **kapilarnom rubu** (*capillary fringe*). Donja je vadozna zona često zasićena u odnosu na $CaCO_3$ zbog intenzivnog otapanja vapnenačkog taloga u gornjoj vadoznoj zoni, što rezultira pojačanim izlučivanjem kalcitnoga cementa neposredno iznad i u blizini razine temeljne vode.

5.1.2.2. Meteorska freatička zona

Meteorska freatička zona *je zona ispod razine slatke vode temeljnice, tj. zona u kojoj je stijena stalno natopljena slatkom temeljnom vodom* (2 na sl. 5-1 i 5-3). U osnovi ta se slatka voda može pojaviti u obliku mjestimičnih leća ili kao regionalni akvatski sustav meteorske vode.

Mjestimične leće meteorske vode (*local floating meteoric water lenses*) obično nastaju u meteorskoj zoni na otocima ili priobalnom području gdje mogu plutati na podzemnim vodama miješane slatke i morske vode. Njihovo postojanje, dimenzije i migracija izravno su ovisni od regionalnog hidrološkog sustava, posebice količine oborina i vrste gravitacijskih tokova meteorske vode u podzemlju. Freatičke leće slatke vode naviše su izravno povezane s vadoznom zonom jer je sva voda prikupljena u leću nakon procjeđivanja kroz vadoznu zonu (sl. 5-3). Takve leće slatke vode "plutaju" na podzemnim vodama miješane ili morske vode i kreću se kroz taloge u freatičkoj zoni kombinacijom složenih procesa difuzije, fizikalnoga miješanja i advektivnih tokova u morskoj vodi koja se nalazi ispod leća slatke vode u marinskoj zoni. Često su moguća i miješanja voda bočnih susjednih leća slatke vode.

Na malim tropskim otocima, gdje jake sezonske kiše padaju u redovitim pravilnim razmacima, freatičke se leće slatke vode pojavljuju u pravilnim cikličkim slijedovima: tijekom kišnih razdoblja nastaju leće velike debljine s jasnom donjom granicom slatka/slana voda, a tijekom sušnih razdoblja leće slatke vode postupno nestaju zbog difuzije između slatke vode, voda miješane i morske zone, kao i **plimnog crpljenja** vode kroz taloge izazvanog dizanjem i spuštanjem morske razine plimama i osekama, tj. *tidal pumping* procesima u obalnoj zoni. Strujanja vode kroz taloge uzrokovana oscilacijama razine podzemne vode slatkovodnih leća u pravilu su praćena procesima otapanja i procesima izlučivanja $CaCO_3$ u talogu, odnosno otapanjem taloga i cementacijom pora u njemu pri čemu zone otapanja i cementacije obično nisu deblje od 1,5 m (Moore, 1989).

Intenzitet otapanja pojedinih strukturnih komponenata karbonatnoga taloga i cementacije pora u njemu snažno opada na donjoj granici leće slatke vode prema zoni miješane slatke i morske vode. U lećama slatke vode posebno je intenzivan proces otapanja aragonita kao i proces transformacije aragonitnih u kalcitna zrna (vidi poglavlje 5.2).

Regionalni akvatski sustav meteorske vode sadrži velike količine meteorske vode koja struji kroz karbonatne taloge i uzrokuje najznačajnije promjene stupnja poroznosti i cementacije taloga. Da bi se uspostavio regionalni akvatski sustav meteorske vode nužni su ovi preduvjeti:

- široka rasprostranjenost stijena jednakih ili sličnih litoloških značajki s hidrološkim kontinuitetom, primjerice taloga ooidnih ili visokoenergijskih karbonatnih pješčanih prudova ili bioklastičnih prigrebenskih pijesaka,
- nagib taloga prema moru koji omogućuje gravitacijsko strujanje vode, i
- vlažna klima koja osigurava veći dotok oborinske vode od njezina isparavanja i transpiracije iz taloga.

Dijagenetske procese u meteorskoj zoni s regionalnim akvatskim sustavom u najvećoj mjeri regulira razlika topljivosti aragonita i kalcita. Naime, karbonatni talozi koji sadrže i aragonit i kalcit imaju izrazito nejednak stupanj topljivosti pojedinih komponenata: aragonitne se komponente brzo i lako otapaju, a iz voda koje su na taj način obogaćene Ca-hidrogenkarbonatom i koje struje kroz druge dijelove taloga izlučuje se kalcitni cement. U sabirnom su području meteorske vode podzasićene i u odnosu na aragonit i u odnosu na kalcit, ali se kalcit ne otapa ili se otapa vrlo slabo tako dugo dok u talogu postoje aragonitni sastojci, budući da je aragonit izrazito nestabilan u slatkoj vodi (poglavlje 5.2).

Otapanjem aragonita u vodi se povećava koncentracija $CaCO_3$, tako da meteorska voda vrlo brzo postaje prezasićena Ca-hidrogenkarbonatom, što u porama taloga neminovno dovodi do izlučivanja kalcita, tj. cementa. I u slučajevima kad je voda podzasićena u odnosu na aragonit, a prezasićena u odnosu na kalcit, još je uvijek moguće otapanje aragonita zbog pojačanog izlučivanja kalcita jer svako smanjenje koncentracije Ca u vodi izaziva otapanje aragonita. Tek se kod približavanja potpunoj zasićenosti vode u odnosu na aragonit proces otapanja aragonita i izlučivanja kalcita usporava i uspostavlja se režim ravnoteže u kojem se za već i najmanje smanjenje koncentracije Ca u vodi (= izlučivanje male količine kalcita) odmah omogući i otapanje odgovarajuće količine aragonita do koncentracije Ca-hidrogenkarbonata u vodi kakva je bila prije smanjenja.

U područjima gdje se meteorska voda proteže do mora i miješa se s morskom vodom kemijska se ravnoteža topljivosti aragonita i izlučivanja kalcita prekida, jer prestaje izlučivanje kalcita (Moore, 1989).

5.1.2.3. Procesi stvaranja krša - okršavanje

Karbonatni minerali, posebice aragonit, kalcit i dolomit, koji izgrađuju karbonatne sedimente i sedimentne stijene - vapnence, dolomitične vapnence i dolomite - stabilni su samo toliko dugo dok je meteorska voda u ravnoteži s atmosferskim CO_2. Međutim, čim voda zbog porasta parcijalnoga tlaka CO_2 u zraku primi više toga plina koji se u njoj otopi i tako s njom tvori slabu ugljičnu kiselinu, kalcit i aragonit se vrlo lako i brzo kemijski razgrađuju i prelaze u otopljeni kalcij-hidrogenkarbonat, mineral dolomit u kalcij-hidrogenkarbonat i magnezij-hidrogenkarbonat, a siderit u željezo-hidrogenkarbonat. Povisuje li se tlak CO_2 u atmosferi povisit će se i njegova topljivost u vodi, što uzrokuje porast kiselosti vode, tj. porast slobodnih H^+ iona kojima se označava njezina kemijska aktivnost. Prema količini tih iona voda djeluje kiselo (pH = 1-7), neutralno (pH = 7) ili, ako prevladavaju HCO_3^- ioni, lužnato (pH = 7-14).

Proces otapanja CO_2 u vodi, stvaranje ugljične kiseline i otapanje aragonita ili kalcita u topljiv kalcij-hidrogenkarbonat mogu se prikazati sljedećom kemijskom reakcijom:

$$\underset{\text{kalcit}}{CaCO_3} + H_2O + CO_2 \rightarrow$$

$$\underset{\text{ugljična kiselina}}{[H^+] + [HCO^{3-}]} \rightarrow$$

$$Ca^{2+} + 2HCO^{3-}$$

$$\underset{\text{kalcij-hidrogenkarbonat}}{Ca(HCO_3)_2}$$

S obzirom da je morska voda u plitkim morima i marinskoj dijagenetskoj zoni slabo lužnata (pH >7,8) a ne kisela, a slatka voda, posebice meteorska i/ili oborinska voda na površini Zemlje i u vadoznoj i freatičkoj podzemnoj zoni slabo kisela (pH <7), otapanje karbonatnih minerala, odnosno trošenje vapnenačkih taloga, vapnenaca i dolomita najintenzivnije je na površini Zemlje, u vadoznoj i freatičkoj podzemnoj zoni.

Procese kemijskoga trošenja vapnenaca i dolomita pod utjecajem vode koja djeluje kao slaba ugljična kiselina zovemo **okršavanje** (*karstification*), a karbonatne stijene zahvaćene tim procesi-

ma **krš** (*karst*). Za intenzivno okršavanje potrebna je razmjerno vlažna - humidna - klima koja za taj proces osigurava dovoljno slatke vode i u vadoznoj i u freatičkoj zoni (sl. 5-3).

Okršavanje je redovito pospješeno u intenzivno razdrobljenim tektonskim zonama zbog lakšeg prodiranja, odnosno prokapljivanja, procjeđivanja i protjecanja vode kroz razdrobljene dijelove karbonatnih stijena. Pri tome zbog otapanja karbonatnih minerala u njima nastaje značajna dodatna sekundarna moldička ili kalupna, šupljinska (*vuggy*) poroznost, kanalna poroznost i špiljska poroznost (vidi poglavlje 8.1).

Okršavanje na površini karbonatnih stijena može biti nadopunjeno i erozijskim djelovanjem voda tekućica, a često i kombinirano sa stvaranjem vapnenačke sedre i sedrenih barijera (vidi odjeljak 4.3.2.1). Procesima okršavanja na površini karbonatnih stijena nastaju posebne morfološke tvorevine poznate pod imenom **škrape**, **ponikve** (vrtače), **uvale** i **polja**, a u podzemlju **jame**, **kaverne** i **špilje**.

U vadoznoj se zoni otapanje karbonata (okršavanje) uglavnom zbiva pri procesima prokapljivanja ili infiltracije vode u dublje dijelove stijene sve do zone **kapilarnoga ruba** (*capillary fringe*) koji se pojavljuje neposredno iznad razine temeljne vode. Prokapljivanjem i procjedivanjem voda se u vadoznoj zoni uglavnom kreće duž vertikalnih ili subvertikalnih prslina i/ili razdrobljenih zona, zbog čega se one otapanjem i korozijom stalno proširuju i na taj način postupno pretvaraju u manje ili veće vertikalno izdužene kaverne ili šupljine (sl. 5-3), a pri ponovnoj kristalizaciji $CaCO_3$ iz Ca-hidrogenkarbonata na njihovim stijenkama i u njihovim šupljinama nastaju vertikalno orijentirane cjedine i sige - stalaktiti i stalagmiti (vidi odjeljak 4.3.2.3).

U freatičkoj se meteorskoj zoni voda u pravilu kreće u horizontalnom smjeru, pa tu nastaju velike kaverne izdužene u horizontalnom smjeru ili sustavi takvih kaverna (Ford, 1988).

Zbog proširenja tektonskih prslina i pukotina pri jakom otapanju i koroziji u kavernama i špiljama obično se zbivaju urušavanja svodova i bokova, što naknadnom cementacijom urušenih većih ili manjih fragmenata na dnu kaverne ili špilje uzrokuje nastanak **kolapsnih breča** (sl. 5-3).

Zbog intenzivne cirkulacije vode po površini i kroz vadoznu zonu voda nosi veću ili manju količinu siliciklastičnog materijala - obično gline i zemlje crvenice (*terra rossa*), kao i karbonatnog detritusa, koji se u šupljinama i kavernama talože u obliku internoga sedimenta. Pri tomu siliciklastični materijal (glina, zemlja crvenica) kao interni sediment ili špiljski sediment (sl. 5-3), koji manje ili više potpuno ispunjava pore, manje šupljine i kaverne, bitno smanjuje poroznost i propusnost u kršu.

U područjima s vlažnom klimom i dovoljno dugotrajnim procesom okršavanja nastaje potpuno razvijeni krš - tzv. **zreli krš** - s tipičnim krškim morfološkim oblicima.

5.1.3. Dijagenetsko područje miješane podzemne vode

Dijagenetsko područje miješane podzemne vode obuhvaća taloge u kojima se miješaju meteorska slatka i morska slana voda (3 na sl. 5-1). To područje može imati vrlo različite oblike, rasprostranjenost i geometriju po dubini i bočno, što ovisi o odnosima morske i slatke vode te o poroznosti i propusnosti taloga u takvom području miješane podzemne vode. Ovisno pak od oscilacija morske razine, bilo globalnih eustatičkih promjena bilo lokalnih tektonskih vertikalnih pokreta, podzemna se miješana zona pomiče od mora sve dalje prema kopnu (relativno dizanje morske razine) ili od kopna, tj. od obale u smjeru mora (relativno spuštanje morske razine).

Najvažniji dijagenetski proces koji se zbiva u dijagenetskom području miješane podzemne vode je dolomitizacija, kako je to podrobno objašnjeno u poglavlju 6 i prikazano na sl. 6-2 i 6-3.

5.1.4. Potpovršinsko dijagenetsko područje na većoj dubini prekrivanja

Potpovršinsko dijagenetsko područje na većoj dubini prekrivanja (*burial diagenesis*) obuhvaća dijagenetske procese u talozima koji su prekriveni većom debljinom novih sedimenata i na taj način dospjeli u dubine u kojima više ne djeluju dijagenetski procesi primjereni površinskim i plitkim potpovršinskim uvjetima područja meteorske ili miješane vode, a dubina prekrivanja još nije tolika da bi djelovali metamorfni procesi (5 na sl. 5-1 i sl. 6-7).

Najvažniji čimbenici koji reguliraju dijagenetske procese na većim dubinama prekrivanja, posebice cementaciju, kompakciju i tlačno otapanje, jesu dubina prekrivanja i porast tlaka nadslojeva, kemizam, koncentracija i tlak pornih fluida različitog podrijetla, kao i sadržaj i stupanj zrelosti organske tvari u stijeni.

Tijek dijagenetskih procesa kod plitkomorskih karbonata na većim dubinama prekrivanja prvenstveno ovisi o tomu kakvim su uvjetima bili podvrgnuti u ranoj fazi dijageneze. Prije nego što su dospjeli na veću dubinu prekrivanja mogli su biti izloženi:

1) ranodijagenetskim procesima isključivo u uvjetima marinske zone (odjeljak 5.1.1), jer sadrže marinske porne fluide zbog brzoga prekrivanja mlađim marinskim talozima, i

2) ranodijagenetskim procesima u meteorskoj i/ili miješanoj dijagenetskoj zoni, jer u porama sadrže meteorsku i miješanu pornu vodu, pa su primarni mineralni sastojci već prije dijageneze na većoj dubini prekrivanja pretrpjeli značajne promjene zbog otapanja i cementacije (vidi odjeljke 5.1.2 i 5.1.3).

Općenito je poznato da potpovršinske porne vode pripadaju slanim vodama poznatim pod imenom *brine* sa salinitetom i preko 100‰, pri čemu se salinitet može još i povisiti s porastom dubine prekrivanja. Kemizam potpovršinskih slanih pornih voda na većim se dubinama prekrivanja znatno razlikuje od onog u površinskim vodama jer porne vode mogu potjecati iz različitih izvora, od kojih su najčešći miješanje morske vode, meteorskih i juvenilnih voda, kao i hidroterma vezanih na magmatizam.

Potpovršinske slane porne vode - *brine* - jako su osiromašene s K^+, Mg^{2+} i SO_4^{2-}, slabo osiromašene s Na^+ te jako obogaćene s Ca^{2+}, pri čemu relativni odnos Ca^{2+} i K^+ u njima raste s porastom saliniteta. Zbog obogaćenja kalcijem odlikuju se niskim molarnim odnosom Mg/Ca - oko 0,29, za razliku od 5,26 u morskoj vodi, odnosno imaju vrlo visoki molarni odnos Ca/Mg (3,5 prema 0,19 u morskoj vodi).

Temperatura u sedimentima na većoj dubini prekrivanja raste sukladno geotermičkom stupnju, koji je različit za svaki pojedini taložni bazen ovisno od vrste sedimenata, geotermalnih uvjeta, tektonskih i hidroloških značajka. U pravilu, geotermički stupanj iznosi između 10 i 35 °C za svaki kilometar porasta dubine prekrivanja, tj. temperatura kod najnižeg geotermičkog stupnja raste za 1 °C za svakih 100 m porasta dubine, a kod najvišeg za svakih 28 m porasta dubine. Najčešće su, međutim, vrijednosti od približno 20-30 °C za svaki kilometar porasta dubine, tako da na dubinama od oko 5-6 km temperatura dosiže vrijednosti između 100 i 200 °C (Choquette & James, 1987). Temperatura na većim dubinama može rasti i brže od porasta prema geotermičkom stupnju zbog kemijskih reakcija između pornih fluida i taloga.

Povišenje temperature ubrzava kemijske reakcije i stupanj ionske difuzije u talozima, ali smanjuje topljivost karbonata zbog utjecaja CO_2 na kemijsku ravnotežu karbonatnog sustava. Smanjenje topljivosti karbonata porastom temperature pospješuje izlučivanje kalcitnoga cementa i dolomitizaciju u talozima na većoj dubini prekrivanja (Bathurst, 1986). S druge pak strane izlučivanje kalcitnoga cementa i dolomitizacija mogu na većim dubinama prekrivanja biti usporavani zbog snižavanja intenziteta strujanja pornih voda kroz

sedimente radi progresivnog smanjenja poroznosti s porastom dubine prekrivanja. Osim toga, povećanje temperature i njezino dugotrajno djelovanje na organsku tvar dovodi do katageneze organskih komponenata i stvaranja nafte i plina u talozima na većoj dubini prekrivanja. Naime, termička zrelost organske tvari funkcija je temperature i vremena trajanja njezina djelovanja, a općenito je nezavisna od litostatičkoga tlaka (Tissot & Welte, 1984). Dijagenetski procesi organske tvari mogu dovesti do stvaranja plinova CO_2 i H_2S, kao i agresivnih fluida koji otapaju karbonate i na taj način uzrokuju značajnu sekundarnu poroznost, a $CaCO_3$ kojim se pri otapanju opskrbljuju porni fluidi omogućava izlučivanje kalcita ili dolomita na nekom drugom mjestu (Moore, 1989).

S porastom dubine prekrivanja raste i tlak. Na većim dubinama prekrivanja postoji hidrostatički, litostatički i izravni tlak.

Hidrostatički tlak se prenosi samo preko stupca vode sadržane u porama sedimenta, a zavisan je, osim od visine stupca vode, i od gustoće, saliniteta i temperature pornih fluida. Obično je viši što su viša gustoća, salinitet i temperatura pornih fluida.

Litostatički tlak se prenosi kroz stijene putem njihove građe, odnosno sastojaka, a nastaje kao posljedica težine ili mase nadslojeva. Raste približno linearno s porastom dubine prekrivanja, odnosno debljine nadslojeva. U pravilu je na istoj dubini prekrivanja znatno viši od hidrostatičkoga tlaka, primjerice na 6 km dubine iznosi oko 1.800 bara dok je hidrostatički tlak oko 800 bara (Choquette & James, 1987). Postoje, međutim, slučajevi u kojima su vrijednosti hidrostatičkoga i litostatičkoga tlaka vrlo blizu ili približno izjednačene. Naime, povećanjem dubine prekrivanja hidrostatički tlak može iznimno jako porasti, čak se i izjednačiti s litostatičkim tlakom ako je u sedimentu izloženom snažnoj kompakciji porna voda ostala stalno zatvorena, bez mogućnosti cirkulacije kroz sedimente. U slučajevima izjednačavanja hidrostatičkoga i litostatičkoga tlaka, hidrostatički tlak na sebe preuzima ulogu koju imaju kontakti zrna u sedimentu. Takvo izjednačavanje tlakova Choquette & James (1987) nazivaju **geotlak** (*geopressure*) ili **nadtlak** (*overpressuring*) i smatraju da ono može znatno sniziti ili čak zaustaviti procese fizikalne i kemijske kompakcije i cementacije zbog toga što se porni fluidi pod visokim tlakom ponašaju kao međuzrnska potpora koja prihvaća tlak izazvan težinom nadslojeva. Posljedica zaustavljanja kompakcijskih i cementacijskih procesa zbog djelovanja takvog geotlaka je neobično visoka poroznost za uvjete primjerene velikim dubinama prekrivanja.

Izravni tlak je izazvan tektonskim stresom i bitno zavisan od tektonskih događaja u sedimentacijskom dijagenetskom prostoru. On ima bitan učinak na kemijsku dijagenezu, tj. tlačno otapanje na kontaktima zrna i tvorbu stilolita (odjeljak 5.8.2.1).

Dijagenetski procesi na većoj dubini prekrivanja uvijek dovode do smanjenja poroznosti karbonatnih stijena jer se praktički sve pore ispunjavaju kalcitnim i/ili dolomitnim sparitnim cementom (odjeljak 5.8.2.2). Drugi važni procesi na većim dubinama prekrivanja koji uzrokuju smanjenje poroznosti su zbijanje ili kompakcija te tlačno otapanje na kontaktima zrna i duž lamina ili zona obogaćenih glinovitim filmovima. Česti su vapnenci u kojima je očita snažna kemijska kompakcija u obliku fenomena **tlačnoga otapanja**, odnosno **stilolita** (sl. 5-13 do 5-16), koja je povezana s cirkulacijom pornih fluida u već očvrsnutim vapnencima na većim dubinama prekrivanja, u pravilu od nekoliko stotina do tisuću i više metara, a mjestimice i u uvjetima intenzivnog tektonskog stresa (odjeljci 5.8.1 i 5.8.2).

5.2. Otapanje aragonitnih i Mg-kalcitnih zrna te transformacija aragonita i Mg-kalcita u kalcit

Premda su u plitkomorskim vapnenačkim talozima, a takvima pripada pretežiti dio taloga od kojih

su nastali vapnenci, prevladavajući karbonatni minerali aragonit i visokomagnezijski kalcit, u vapnencima se praktički nalazi samo kalcit. Naime, u uvjetima koji vladaju na površini Zemlje i u gornjim dijelovima litosfere, posebice u meteorskoj freatičkoj i vadoznoj zoni, aragonit i Mg-kalcit nisu stabilni i razmjerno se brzo i lako otapaju ili transformiraju u stabilni kalcit. Transformacija u stabilni kalcit uzrokovana je djelovanjem otopina s niskim molarnim odnosom Mg/Ca, tj. slatkih voda na aragonitne i Mg-kalcitne taloge. Aragonit i Mg-kalcit stabilni su u morskoj vodi, gdje je molarni odnos Mg/Ca uvijek >5, a nestabilni u slatkoj vodi, osobito u uvjetima meteorske vode ako vapnenački morski talozi brzo nakon taloženja izrone iznad razine mora i dođu pod utjecaj meteorskih voda. Aragonit je bitno nestabilniji od kalcita, a topljivost se kalcita povećava s porastom udjela $MgCO_3$ koji je izomorfno primiješan u njegovoj kristalnoj rešetki, pa tako kalcit s 12,5 mol. % $MgCO_3$ ima u destiliranoj vodi istu topljivost kao i aragonit (Walter, 1986).

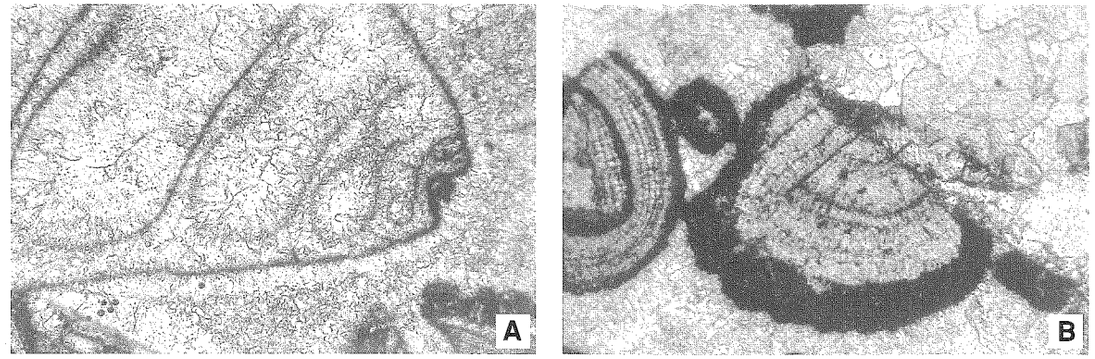
Otapanje aragonita i Mg-kalcita osobito je važan dijagenetski proces u površinskom dijelu meteorske zone, ali i u marinskom području, kad je morska voda podzasićena Ca-hidrogenkarbonatom, a to se zbiva, općenito govoreći, na dubinama većim od nekoliko stotina metara.

Meteorska je voda nezasićena otopljenim Ca-karbonatom i, s obzirom na to da sadrži otopljeni CO_2 u obliku slabe ugljične kiseline (vidi odjeljak 5.1.2.3) lako otapa karbonate, a posebice su lako topljivi aragonit i visokomagnezijski kalcit. Osim meteorske vode vrlo agresivne u smislu otapanja aragonita, Mg-kalcita pa i kalcita mogu biti i vode podzemne miješane zone koje uzrokuju ne samo otapanje aragonitnih i Mg-kalcitnih zrna nego i stvaranje brojnih šupljina otapanja, korozijskih šupljina i kaverna u vapnencima.

Mnogi laboratorijski eksperimenti pokazuju da je brzina reakcije aragonit → kalcit u prisutnosti slatke vode više ovisna o temperaturi negoli o pH i koncentraciji Ca-iona u otopini. Potpuna pretvorba ili transformacija aragonita u kalcit u destiliranoj vodi kod 100 °C traje samo jedan dan, kod 70 °C dva, a kod 23 °C oko stotinu dana. Kod temperature od 3 °C za stotinu dana u kalcit se transformira samo oko 10 do 20 % aragonita (Fyfe & Bischoff, 1965; Taft, 1967). Povećanjem koncentracije Ca-iona u vodi i padom pH vrijednosti, tj. porastom kiselosti vode, brzina reakcije raste.

Brza transformacija aragonita u kalcit opažena je i u prirodi: dok je u zoni meteorske vode aragonit ljušturica gastropoda iz pleistocenskih vapnenačkih taloga na Bermudskom otočju potpuno transformiran u kalcit, dotle su u tom istom talogu koji leži ispod razine mora, tj. natopljen je morskom vodom, aragonitne ljušturice gastropoda iste vrste ostale nepromijenjene, a ni u jednom od tih dvaju okoliša nisu transformirani fibrozni i igličasti acikularni aragonitni kristalići u cementu. Razmjerno veća stabilnost aragonitnih iglica objašnjava se povišenim sadržajem Sr-iona u aragonitu cementa u odnosu na aragonit koji izgrađuje ljušturice gastropoda (Schroeder, 1973). Osim povišena sadržaja Sr-iona u aragonitu i neke aminokiseline apsorbirane na površini aragonitnih kristalića mogu usporavati ili onemogućavati njegovu transformaciju u kalcit (Kennedy & Hall, 1967).

U uvjetima kakvi danas prevladavaju u umjerenom i tropskom klimatskom pojasu za transformaciju aragonita u kalcit u zoni meteorske vode potrebno je od tri do šest mjeseci (Taft, 1967). Ovi podaci jasno pokazuju zašto se tijekom dijageneze u vapnencima koji su izašli izvan utjecaja morske vode više ne nalazi aragonit i visokomagnezijski kalcit koji s više od 12,5 mol. % $MgCO_3$ ima istu topljivost kao i aragonit. Ipak, aragonit i Mg-kalcit se tijekom geoloških razdoblja mogu očuvati u vapnencima onda kad je vapnenački talog prije izronjavanja iznad morske razine i dolaska pod utjecaj meteorske vode bio impregniran bitumenom, naftom ili glinom, a u njegovim se porama zadržala morska voda. U takvim, premda vrlo rijetkim slučajevima, ostala nam je mogućnost



Slika 5-4 Mikritne ovojnice i mikritizacija. **A** - Mikritne ovojnice na vanjskoj i unutarnjoj površini stijenke kućice puža iz koje je primarni aragonit heteroaksijalnom transformacijom, tj. nakon otapanja, nadomješten kalcitom u obliku druznog kalcitnog cementa. Gornja kreda (cenoman) - kamenolom Pećine, južna Istra. Dužina slike = 3,3 mm. **B** - Centripetalna mikritizacija ooida s radijalnom mikrostrukturom ovoja: mikritizacijom, koja neravnomjerno duboko prodire u unutrašnjost ooida, potpuno je uništena primarna radijalna mikrostruktura ooida. Gornja jura (malm) - Dinara. Dužina slike = 3,3 mm.

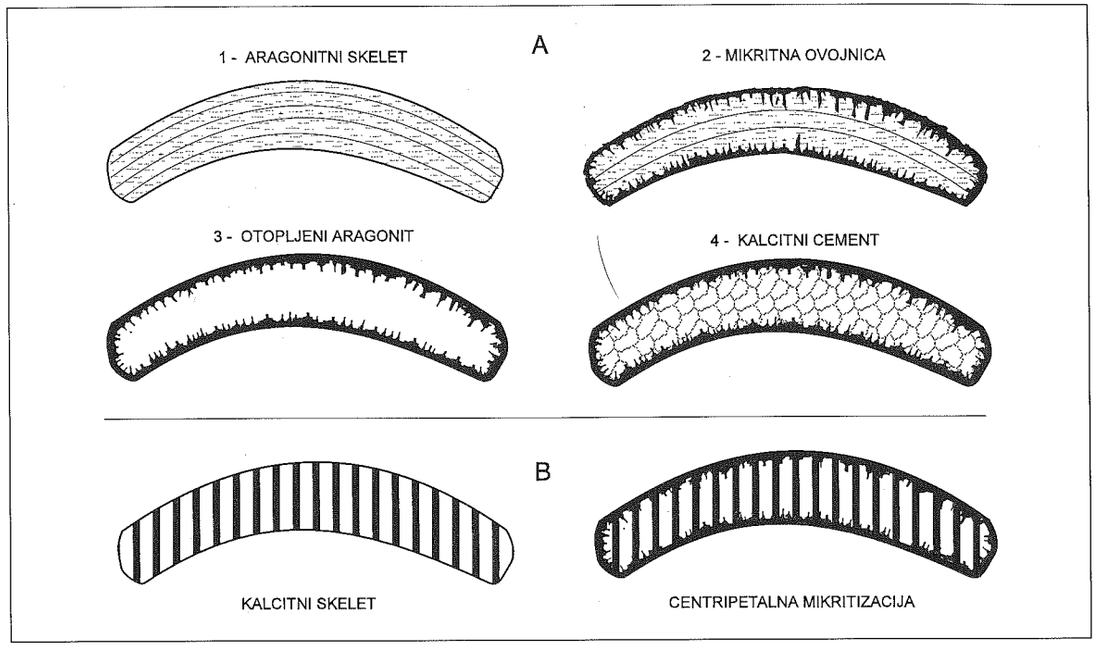
proučavanja primarnoga mineralnog sastava skeleta i drugih sastojaka vapnenaca.

Posebno je zanimljiv primjer pojavljivanja aragonita u tankolaminiranim listićavim vapnenačkim sedimentima sarmata Panonskog bazena. Tu se unutar bijelih, nekoliko desetaka ili stotina mikrometara debelih vapnenačkih lamina, koje se izmjenjuju s laporovitim i glinovitim laminama (varve), nalazi kriptokristalinični aragonit (sl. 15-1). Njegova pojava u tim brakičnim do slatkovodnim sedimentima dvostruko je zanimljiva: u prvome redu pitanje je kako je nastao u brakičnim i slatkovodnim sedimentima, a u drugome redu kako i zašto se do danas očuvao i u sedimentima na površinskim izdancima. Odgovor na prvo pitanje vjerojatno moramo potražiti u koncentraciji Mg u okolišu taloženja, tj. u vrlo visokom molarnom odnosu Mg/Ca (iz slatke vode aragonit se može izlučiti kod molarnog odnosa Mg/Ca >12 - vidi odjeljak 2.2). Odgovor na drugo pitanje, tj. kako je aragonit ostao očuvan i zašto nije transformiran u kalcit, vjerojatno leži u činjenici što je bio gotovo potpuno izoliran od utjecaja slatke vode tankim glinovitim laminama i filmovima. Je li uz to značajniju ulogu imao i povišeni sadržaj aminokiselina i Sr-iona trebalo bi dokazati iscrpnijim geokemijskim istraživanjima.

Proučavanja recentnih i vrlo mladih aragonitnih sedimenata pokazuju da se primarni aragonit skeleta i drugih sastojaka vapnenaca, kao primjerice ooida, fibroznog cementa, mikrita i sl., transformira u kalcit na dva načina: otapanjem aragonita (heteroaksijalnom transformacijom) i homoaksijalnom transformacijom (Füchtbauer, 1974).

Otapanje aragonita ili **heteroaksijalna transformacija** proces je pri kojemu se aragonit skeleta zelenih alga, gastropoda i drugih molusaka koje ljušturice i skelete grade od aragonita, kao i aragonit ovoja ooida, otapaju pod utjecajem meteorskih voda u još neočvrsnutim, izrazito poroznim talozima, a na mjestu otopljenog aragonita izlučuje se zatim kalcit u obliku ranodijagenetskoga vlaknastog i/ili mozaičnog kalcitnog cementa (sl. 3-13A, 5-4A i 5-5A).

Ako je i na unutarnjoj i na vanjskoj strani stijenke skeleta po mikritnoj ovojnici koja označava obris skeleta izlučen vlaknasti ranodijagenetski



Slika 5-5 Shematski prikaz stvaranja mikritnih ovojnica na aragonitnom skeletu s lamelarnom mikrostrukturom i heteroaksijalne tranformacije aragonita u kalcit uz međufazno otapanje aragonita (**A**) i stvaranja mikritnih ovojnica na kalcitnom skeletu s prizmatičnom mikrostrukturom (**B**).

kalcitni cement (sl. 3-13A i 5-5A pod 4), tad sa sigurnošću možemo tvrditi da je otapanje aragonita bilo u ranodijagenetskoj fazi, a izlučivanje tog cementa u submarinskim uvjetima. Razmjerno veliki kristali izlučenog kalcita unutar mikritne ovojnice kojom je markirana kontura ljušturice, koji ovdje ima ulogu druznog cementa (sl. 3-13A i 5-5A pod 4), upućuju na polaganu kristalizaciju iz slabozasićenih otopina. Kod heteroaksijalne zamjene aragonita kalcitom, koja se zbivala uz potpuno otapanje aragonita, a zatim izlučivanje kalcita na mjestu otopljenog aragonita, primarna struktura aragonitnoga skeleta ili nekog drugog zrna sasvim je uništena, a vanjski oblik zrna obično se očuvao samo onda ako je na površini zrna postojala mikritna ovojnica od sitnih kristalića kalcita nastala djelatnošću endolitnih alga i cijanobakterija, lišajeva i gljivica koje buše podlogu (sl. 5-4A i 5-5A), o čemu će se više govoriti u poglavlju 5.3.

Heteroaksijalna transformacija karakteristična je za izrazito propusne visokoporozne zrnaste sedimente (grejnstone) koji sadrže skelete ili fragmente skeleta zelenih alga, gastropoda i drugih molusaka koje su svoje ljušturice ili dijelove ljušturica gradile od aragonita, te sedimente koji sadrže aragonitne ooide, a koji su vrlo brzo nakon taloženja duže ili kraće vrijeme bili izloženi utjecaju meteorske vode (plimni prudovi, plimni tempestiti, stijene plaža, *supratidal*, brza progradacija plimne ravnice, grebena ili pruda i oscilacije morske razine - vidi poglavlje 12.1 i odjeljke 13.2.3, 13.2.5 i 13.4.2).

Homoaksijalna ili **paramorfna transformacija** najčešća je u slabije propusnim talozima u

kojima se aragonitni skeleti ili druga zrna nalaze ukloplјeni u karbonatnom mulju, tj. imaju muljevitu, a ne zrnsku potporu. To je transformacija aragonita u kalcit pri kojoj aragonit postupno, korak po korak prelazi u kalcit, tako da novonastali kalcitni kristalići više-manje zadržavaju oblik i strukturne značajke, pa i orijentaciju aragonitnih kristalića. Na taj se način, primjerice, ljuštura gastropoda s aragonitnom lamelarnom strukturom transformira u ljušturicu s kalcitnom lamelarnom strukturom (sl. 3-13A). Taj tip transformacije čest je i kod ooida (sl. 3-2 i 13-20D) ili vlaknastog aragonitnog cementa.

Pri transformaciji visokomagnezijskog kalcita u kalcit odstranjuje se Mg koji ulazi u porne otopine, koje pri svojem kretanju kroz karbonatne stijene mogu uzrokovati njihovu ranodijagenetsku ili kasnodijagenetsku dolomitizaciju (vidi poglavlja 6.2. i 6.3).

5.3. Mikritizacija

Mikritizacija *je ranodijagenetski proces kojim se primarna građa i struktura pojedinih strukturnih sastojaka vapnenaca, posebice bioklasta, skeleta i ooida, mijenjaju u jednoličnu mikritnu ili kriptokristaliničnu masu bez vidljive unutarnje građe* (sl. 3-6, 5-4B i 13-12D). Mikritizacijom na površini bioklasta mogu nastati **mikritne ovojnice** (*micrite envelopes* - Bathurst, 1971) kojima obris aragonitnog bioklasta ostaje markiran i nakon otapanja aragonita i na njegovu mjestu izlučenoga kalcitnog cementa (sl. 3-13A, 5-4A i 5-5A).

Pri postanku mikritnih ovojnica i općenito pri mikritizaciji bitnu ulogu imaju endolitne alge, gljivice i bakterije koje nastanjuju površine zrna i buše svoju podlogu. Mikritizacija se zbiva prije bilo kakve cementacije primarnih strukturnih komponenata, tj. bioklasta, skeleta, ooida i drugih zrna, što znači da je to jedan od prvih dijagenetskih procesa. Ona se zbiva u zaštićenim morskim plićacima i u lagunama gdje je energija vode niska i gdje su ekološki uvjeti povoljni za intenzivan razvoj endolitnih alga, gljivica i bakterija. Preduvjet za mikritizaciju je da se po površini zrna, skeleta ili bioklasta nastane endolitne alge, gljivice ili bakterije koje buše podlogu. Svojim rastom one buše površinski dio zrna koje im služi kao supstrat za rast, u obliku tankih cjevastih bušotinica promjera od 2 do 50 μm orijentiranih vertikalno ili subvertikalno na površinu zrna. Nakon uginuća i truljenja organizama, a dijelom već i za njihova života (izlučivanjem karbonata djelovanjem bakterija), bušotinice se ispunjavaju kriptokristalastom ili mikritnom masom bogatom organskom tvari.

Proučavanjima mikritizacijskih procesa recentnih sedimenta utvrđeno je da su mikritne ovojnice i mikritizirana zrna, općenito uzevši, kod aragonitnih zrna aragonitnog, a kod Mg-kalcitnih zrna Mg-kalcitnog sastava uz visok udio organske tvari. Organska tvar ima u kasnijim procesima otapanja aragonita ili visokomagnezijskog kalcita važnu ulogu onemogućavanja ili usporavanja tih procesa, tako da se aragonit ili visokomagnezijski kalcit otapaju samo iz dijela skeleta koji nije mikritiziran. Mikritna ovojnica ostaje očuvana i nakon izlučivanja kalcitnog cementa na mjestu otopljenog aragonita (sl. 3-13A i 5-4A) i u intergranularnim porama zrna. Tako se mikritne ovojnice po površini mikritiziranih zrna mogu i fosilno očuvati.

Kontinuirane ovojnice oko bioklasta ili nekoga drugog zrna nastaju samo kad se po cijeloj površini zrna stvori gusta mreža bušotinica i kad se te bušotinice ispune mikritnom ili kriptokristalastom masom (sl. 5-5).

Mikritizacija bioklasta, skeleta (vidi kortoidi - poglavlje 3.5) ili nekoga drugog zrna napreduje centripetalno, tj. od površine prema unutrašnjosti, a na svim mjestima ne prodire jednako duboko od površine (sl. 3-6 i 5-4B). Koliko će duboko zahvatiti zrno ovisi o brzini ubušivanja te o periodičnosti prevrtanja zrna po dnu, jer endolitne alge, gljivice i bakterije gornji dio zrna nastanjuju intenzivnije negoli dio koji leži na dnu. Kad je mikritizacijom zahvaćeno cijelo zrno takva su zrna potpuno izgubila svoju primarnu građu i strukturu i pretvorena su u kriptokristalasta ili mikritna zrna koja se obično nazivaju peloidima (odjeljak 3.3 i sl. 13-12D).

Mikritizacija kojom su nastali kortoidi, centripetalno mikritizirani bioklasti, ooidi i bioklasti s debljim ili tanjim mikritnim ovojnicama, kao i potpuno mikritizirani ooidi i ljušturice bentosnih foraminifera - tzv. bahamitni peloidi, bila je izuzetno važan i široko rasprostranjen proces u jurskim i krednim talozima Jadranske karbonatne platforme (Tišljar, 1978b, 1981, 1985; Tišljar & Velić, 1991).

Mikritizirana zrna u vapnencima imaju veliko značenje kao indikatori uvjeta i okoliša taloženja. S obzirom na to da endolitne alge, gljivice i bakterije najintenzivnije rastu u zaštićenim plićacima i lagunama s povišenim salinitetom te da ne mogu nastanjivati zrna koja se u plićacima s višom energijom vode neprestano pokreću, taru jedna o druga i abradiraju, obilje mikritiziranih zrna u vapnencima upućuje na taloženje u zaštićenim plićacima i/ili lagunama i u lagunama s povišenim salinitetom. Pri tome ne smijemo zaboraviti da mikritizirani bioklasti, odnosno kortoidi, mogu biti naplavljeni i naneseni na plimne prudove visokom energijom vode kod olujnih plima i valova, kao što je to, primjerice, slučaj u kimeridžu Istre (Tišljar & Velić, 1987; Velić & Tišljar, 1988).

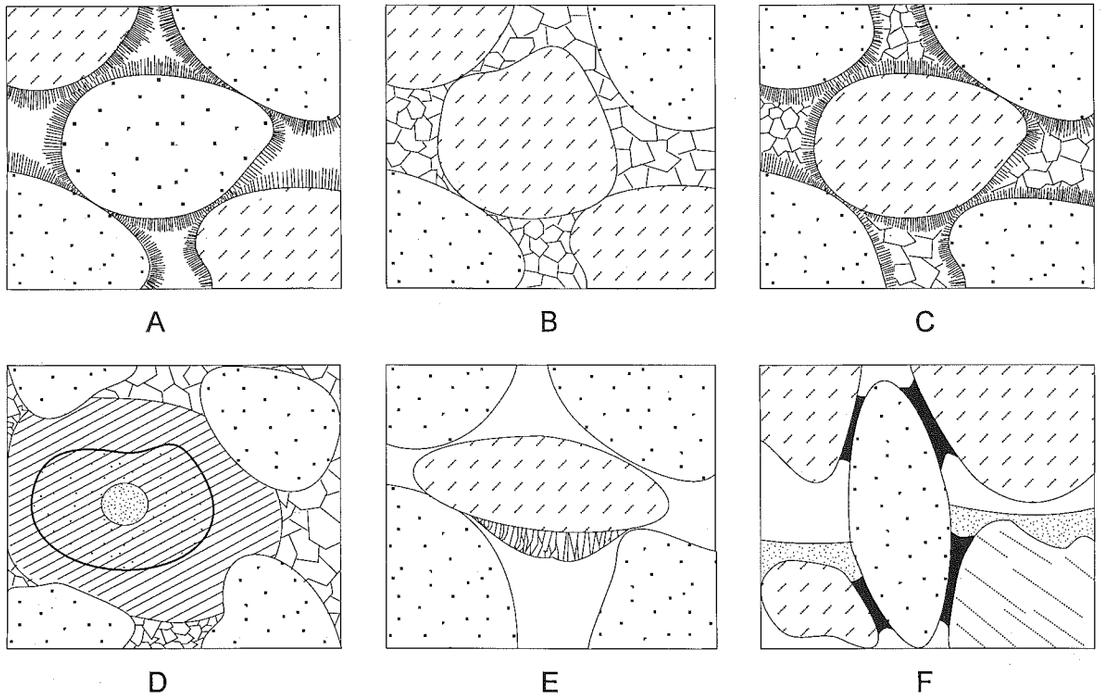
5.4. Cementacija i tipovi cemenata

Cementacija *vapnenačkog taloga najvažniji je dijagenetski proces koji od rasutog, rahlog taloga dovodi do međusobnog povezivanja - cementiranja - primarnih strukturnih sastojaka i na taj način do stvaranja čvrste stijene, vapnenca, ali i do smanjivanja poroznosti.* Cementacija obuhvaća procese izlučivanja Ca-karbonatne mineralne tvari - aragonitnog, kalcitnog i Mg-kalcitnog cementa u porama vapnenačkog taloga (sl. 5-6). Koji će od ta tri minerala i u kakvim morfološkim i mikrofiziografskim oblicima nastati prvenstveno ovisi o kemizmu pornih voda, koji je pak izravno ovisan o okolišu taloženja, dijagenetskoj zoni i uvjetima koji prevladavaju tijekom cementacije.

Na slici 5-1 shematski je za svako dijagenetsko područje i zonu prikazan temeljni kemizam porne vode s odnosom najvažnijih aktivnih kationa - AK, uglavnom Mg^{2+} i Ca^{2+}, prema aktivnim anionima - AA, odnosno CO_3^{2-}, a na slikama 5-2, 5-6, 5-7A i 5-17 najčešći tipovi cemenata koje nalazimo u vapnencima.

Zašto se negdje izlučuje aragonit, Mg-kalcit ili kalcit podrobnije je objašnjeno u poglavljima 2.1 i 2.2, što u načelu vrijedi i za izlučivanje aragonitnog, Mg-kalcitnog i kalcitnog cementa. O tome zašto se, međutim, isti mineral u različitim dijagenetskim zonama može pojavljivati u različitim morfološkim i fiziografskim inačicama postoje mnoge znanstvene diskusije i objašnjenja koja nisu uvijek jednoznačna i od svih u potpunosti prihvaćena. Smatra se da se u slatkim - meteorskim - pornim vodama izlučuje **kalcitni cement izometričnog oblika**, odnosno tzv. *equant calcite*, a u uvjetima s morskom pornom vodom **aragonitni i kalcitni cement izduženog i vlaknastog oblika** - tzv. *elongate fibrous aragonite and calcite cement*. Takvu morfologiju aragonitnog i kalcitnog cementa Folk (1974) povezuje s molarnim odnosom Mg/Ca u fluidima iz kojih je izlučen cement.

Nešto drukčije objašnjenje morfološke različitosti $CaCO_3$ kristala, premda prihvaća utjecaj Mg-iona na rast Mg-kalcitnih i aragonitnih kristala, daje Lahann (1978). On smatra da je za razlike u intenzitetu rasta kristala u smjeru kristalografske osi *c* i okomito na nju presudan odnos površinski aktivnih kationa, uglavnom Mg^{2+} i Ca^{2+}, prema površinski aktivnom anionu CO_3^{2-}. Naime, pri rastu kristala iz pornoga fluida brid paralelan s osi *c* treba zbog stvaranja kristalne rešetke podjednako zasićenje s kationom Ca^{2+} i anionom CO_3^{2-}, a brid



Slika 5-6 Shematski prikaz najčešćih tipova cemenata u vapnencima. **A** - Fibrozni ili vlaknasti cement. **B** - Mozaični ili druzni (granularni) cement. **C** - Grejnston cementiran najprije fibroznim ili vlaknastim a potom i mozaičnim ili druznim kalcitnim cementom. **D** - Sintaksijalni obrubni cement oko fragmenta bodljikaša. **E** - Mikrostalaktitni (viseći ili gravitacijski) cement na donjoj strani zrna, odnosno na svodu intergranularne pore. **F** - Meniskusni cement na kontaktima zrna (crno) i vadozni kristalni silt na dnu pora (točkasto) kao interni sediment.

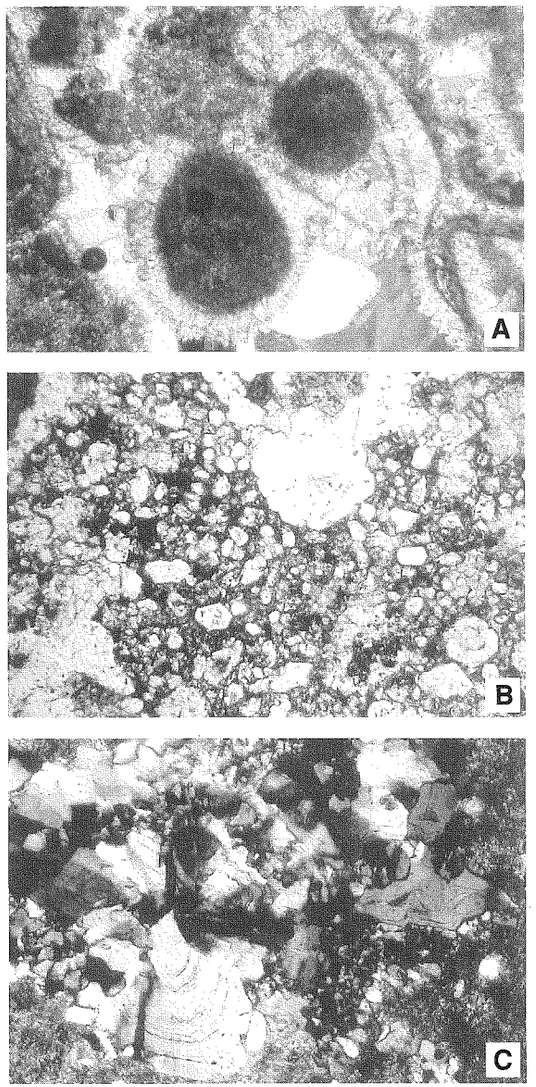
koji je okomit na os *c* čas samo zasićenje s kationom a zatim samo s anionom, odnosno nikada obadva u isto vrijeme. Zbog toga će se, primjerice, u morskoj vodi u kojoj postoji veliki suvišak aktivnih kationa u odnosu na aktivne anione ($A_K/A_A > 1$ na sl. 5-1), kristal pri rastu u smjeru osi *c* moći normalno zasićivati aktivnim kationima i aktivnim anionima, pa će u tom smjeru njegov rast biti nesmetan i povećan, a u smjeru okomitom na os *c* moći će se normalno snabdjevati samo s aktivnim kationima ali ne i anionima kad će oni biti potrebni za ugradnju u kristalnu rešetku. Na taj se način usporava rast kristala u smjeru okomitom na os *c*, a ubrzava u smjeru osi *c*, pa u morskoj vodi nastaju izduženi kristali.

U meteorskoj pak vodi, gdje je odnos aktivnih kationa u odnosu na aktivne anione nizak ($A_K/A_A < 1$ na sl. 5-1), koncentracija kationa Ca i Mg je niska, pa je rast u smjeru osi *c* usporen zbog nedostatka Ca i manje-više se izjednačava s rastom u smjeru okomitom na os *c*. To rezultira izlučivanjem izometričnih kalcitnih kristala koji su tipični za meteorsku vodu. U vadoznoj zoni, gdje iz slatke vode pri procjeđivanju kroz taloge postoji snažno otpuštanje CO_2 u plinovitom stanju (tj. otplinjavanje CO_2), naglo se povećava koncentracija aktivnih kationa ($A_K/A_A > 1$ na sl. 5-1), što uzrokuje rast u smjeru *c* jako izduženih kalcitnih kristala u speleotemima, pa čak i poput dlačica tankih izduženih kristalića kalcita u vadoznim tlima.

S obzirom na morfološke i mikrofiziografske odlike, kao i uvjete, okoliše i zone u kojima su se cementi izlučivali, razlikuju se sljedeći glavni tipovi cemenata u vapnencima: fibrozni ili vlaknasti cement, mozaični ili druzni cement, radijalnoaksijalni fibrozni cement, sintaksijalni obrubni cement, mikrostalaktitni ili gravitacijski (viseći) cement, meniskusni cement, skalenoedrijski ili cement "pasji zub", mikritni cement i pojkilotopni cement (sl. 5-2, 5-6, 5-7A, 5-17 i 13-21C).

1. Fibrozni ili **vlaknasti cement** (Friedman, 1964) izlučuje se po površini zrna ili stijenkama šupljina u obliku izduženih, vlaknastih (fibroznih) ili igličastih (acikularnih) kristalića čija je duža os (tj. kristalografska os *c*) orijentirana okomito na površinu zrna ili stijenku šupljine, pa kristalići tvore obrub zubičastog izgleda (sl. 3-13A, 5-2B, 5-6A, 5-7A, 13-12 A, 13-21C). Fibrozni kalcitni cement se u pravilu pojavljuje u dva jasna varijeteta: u stupićastom obliku, tj. kao **kolumnarni kalcit** (*columnar calcite*) ako kristali imaju širinu veću od 10 μm, a omjer dužine i širine kristala im je veći od 6:1 (sl. 5-7A), ili u igličastom obliku, odnosno kao **acikularni kalcit** (*acicular calcite*) s poput iglica tankim kristalima (sl. 5-6A) čija je širina manja od 10 μm (Tucker & Wright, 1990).

Fibrozni kalcitni cement obično tvori **izopahne slojeve** (*isopachous layers*). To su po površini zrna ili stijenkama šupljina vidljivi tanki slojevi izgrađeni od igličastih kristala jednakih dimenzija (sl. 5-6A i 5-7A). Po stijenkama šupljina oni mogu biti zatvoreni i pojavljivati se zajedno s



Slika 5-7 Cementacija i silicifikacija vapnenaca. **A** - Ranodijagenetski vlaknasti cement (= A cement) oko dobro zaobljenih intraklasta i mozaični druzni kalcitni cement (= B cement) u intergranularnim porama vapnenca intrasparitnog (grejnston) tipa. Okoliš taloženja: visokoenergijski plićak - plimni prud. Donja kreda (valendis), Bračev dolac - Dinara. Dužina slike = 3,3 mm. **B** - Autigeni idiomorfni kristali kvarca i bubrežasti kvarcni agregati nastali ranodijagenetskom silicifikacijom mikrita (crno). Izbrusak kvarcnog sedimenta ("kvarcnog pijeska") iz alba Istre. Jama Butkovići (JB-6). Dužina slike = 3,3 mm. **C** - Silicifikacija mikritnog vapnenca u obliku kvarcnih radijalnih kristalnih rozeta sastavljenih od kvarcnih kristaliničnih agregata s višestrukim terminalnim kristalnim površinama koje kristalima daju zonarnu građu. Uzorak kvarcnog sedimenta ("kvarcnog pijeska") iz alba Istre. Marušići kod Buja. Nikoli ukriženi, dužina slike = 1,3 mm.

internim sedimentom (primjerice u stromataktisnim šupljinama organogenih grebena ili muljnih humaka). To je glavni tip cementa kod većine starijih grebenskih vapnenaca, a također se nalazi i u grejnston vapnencima koji tvore tvrda dna (*hardgrounds*) te unutar vapnenaca taloženih na plimnim ravnicama, posebice u grejnstonima kao vapnencima tipa "stijena plaža" (sl. 13-21C).

Kod recentnih sedimenata fibrozni cement tvore dugačkovlaknasti ili igličasti (acikularni) aragonitni ili kratkoigličasti Mg-kalcitni kristali. Kod vapnenaca oni su transformirani u kalcit. U recentnim plitkomorskim vapnenačkim sedimentima, posebice "*beach rock*" talozima, izlučuje se fibrozni aragonitni ili Mg-kalcitni **cirkumgranularni korasti cement** u obliku tankih korica oko zrna, koje se sastoje od "vlaknastih do poput vlati trave izduženih" kristalića (= *fibrous-to-bladed circumgranular crust cement* - Moore, 1989).

Fibrozni ili vlaknasti cement nastaje u submarinskom području u ranodijagenetskoj fazi i označava prvi stadij cementacije i litifikacije karbonatnog taloga. Karakterističan je za morske plićake, organogene grebene, plimne prudove, donji *intertidal* i tzv. **stijene plaža** (*beach rock cementation* - sl. 5-2B). U sedimentima taloženim u dubljem moru uglavnom nedostaje ili je vrlo rijedak. Za ovaj tip cementa u literaturi se često još koriste sinonimi **ranodijagenetski cement A** (Graf & Lamar, 1950), **acikularni** ili **palisander cement** (Schneider, 1977), **izopahni resasti acikularni aragonitni cement** (*isopachous fringe of acicular aragonite*) ili **acikularni aragonitni cement** (Tucker & Wright, 1990).

2. Mozaični ili **druzni cement** (Bathurst, 1958) ispunjava porne prostore koji su preostali nakon izlučivanja fibroznog ili vlaknastog cementa, ili intergranularne pore i šupljine u kojima se prije nije izlučivao nikakav drugi cement, u obliku izometričnih, anhedralnih do subhedralnih kalcitnih kristala bez određene kristalografske ili optičke orijentacije, poput mozaika (sl. 5-6B i C, 5-17A, 13-12 i 13-17). Dimenzije su kristala veće od 10 μm i u jednoj šupljini ili pori obično se povećavaju od njezina ruba prema središtu (sl. 5-17A i B). Granice su kristala ravne: >50% kristala tvori tzv. *enfacial junction* (Bathurst, 1971), tj. spajanje kristala je takvo da dodirne površine dvaju kristala zatvaraju oštar i tupi kut u odnosu na površinu trećega kristala čija projekcija u mikroskopskom izbrusku tvori kut od 180°. Osim kalcita kao druzni cement čest je i ferokalcit.

Poseban tip mozaičnog cementa je **izometrični sparitni kalcitni cement** (*equant sparry calcite cement*) koji se odlikuje kalcitnim kristalima jednakih dimenzija i izometričnih oblika. To je tipičan cement meteorske dijagenetske zone, a smatra se da nastaje i pri cementaciji na većoj dubini prekrivanja (odjeljak 5.8.2.2, sl. 5-17A i B), a nalazi se i u tvrdim dnima (*hardgrounds*) na morskome dnu (Tucker & Wright, 1990).

Sinonimi su za druzni cement **cement B** (Graf & Lamar, 1950), **druzni mozaik cement** (Schneider, 1977), ***blocky cement*** i ***drusy calcite spar*** (Tucker & Wright, 1990). Podvrsta je druznog cementa i tzv. **zrnasti** ili **granularni cement** (*granular cement* - Bathurst, 1958), koji ima iste odlike kao i druzni cement, ali se naziv zrnasti cement uglavnom upotrebljava samo za cement između zrna, a ne za cement u ostalim šupljinama.

Ovaj tip cementa obično nastaje u kasnodijagenetskoj fazi nakon litifikacije sedimenta i smatra se glavnim tipom cementa koji nastaje u vapnencima na većoj dubini prekrivanja (Tucker & Wright, 1990), kako je to objašnjeno u odjeljku 5.8.2.2 i na sl. 5-17A i B. Može se izlučiti i u submarinskoj zoni u porama preostalim nakon cementacije zrna ranodijagenetskim vlaknastim cementom (sl. 3-13A i 5-6C), pa Graf & Lamar (1950) zato razlikuju cement A i cement B.

Druzni cement, posebice izometrični sparitni kalcitni cement, može nastati i u vadoznoj, natplimnoj i meteorskoj freatičkoj zoni. Kad se izlučuje u vadoznoj i meteorskoj freatičkoj zoni ili na

većim dubinama prekrivanja tada sâm, bez vlaknastog cementa A, ispunjava cijelu šupljinu ili porni prostor (sl. 5-6B i 5-17A). Izlučuje se u pornim prostorima iz otopina zasićenih Ca-hidrogenkarbonatom, pa ga nalazimo i u subaerskim okolišima.

3. Radijalnoaksijalni fibrozni cement (Bathurst, 1958, 1971) sastoji se od kalcitnih kristala koji imaju svinute sraslačke lamele, konvergentne optičke osi i divergentne duže osi u subkristalima. Kao i fibrozni cement raste okomito na stijenku pore, ali bez istoznačne paralelne orijentacije dužih osi kristala (sl. 5-2A). Potamnjuje valovito, sadrži uklopke, a granice su mu između kristalnih ploha neravne. Smatra se da nastaje samo submarinski, tj. u marinskoj dijagenetskoj zoni (Kendall & Tucker, 1973; Tucker & Wright, 1990).

4. Sintaksijalni obrubni cement (Evamy & Shearman, 1965) nastaje pri rastu kalcitnog obruba oko fragmenta skeleta bodljikaša u istome optičkom kontinuitetu kakav ima kalcit koji izgraduje skelet, pa i cement i fragment skeleta kod ukriženih nikolovih prizmi potamne istodobno (sl. 5-6D). Sinonimi su za sintaksijalni obrubni cement ***rim cement*** (Bathurst, 1958) i ***sintaxial overgrowth*** (Schneider, 1977). Taj je tip cementa karakterističan za slatkovodnu potpovršinsku ili subaersku cementaciju, ali i za ranodijagenetsku submarinsku cementaciju (Flügel, 1982), a vrlo je čest i kao ranodijagenetski cement u submarinskim muljnim humcima i grejnstonima (Tucker & Wright, 1990), kao i talozima na dnu morskih plićaka (Tucker, 1993).

Nastaje i cementacijom pri kemijskim kompakcijskim procesima na većim dubinama prekrivanja, pri čemu se od plitkovodnih tipova razlikuje po bistrini i sadržaju sitnih uklopaka (vidi odjeljak 5.8.2.2).

5. Mikrostalaktitni ili gravitacijski cement (Purser, 1969) debele su koraste nakupine cementa A na svodovima šupljina ili u porama ispod većih zrna (sl. 5-6E i 13-1B). Nastale su izlučivanjem kalcita pri opetovanim vlaženjima i isušivanjima taloga iz kapljica i filmova vode koje vise na svodu šupljina, slično kao što je slučaj kod postanka stalaktita u špiljama. Taj tip cementa karakterističan je za vadoznu zonu, a rjeđe se izlučuje i u gornjoj plimnoj i natplimnoj zoni. Sinonimi su za mikrostalaktitni cement **gravitacijski cement** (Müller, 1971), ***dripstone cement*** (Purser, 1969), **viseći cement** te ***sinter cement*** i ***microsinter cement*** (Sander, 1936).

6. Meniskusni cement (Dunham, 1971) nastaje u vadoznoj zoni u nepravilnim porama između dvaju zrna isparavanjem kapljica vode koje su se tu zadržale kapilarnim silama u obliku kapilarnog filma s meniskusom, budući da su pore djelomice ispunjene zrakom, a meteorska se voda zadržava samo kapilarnim silama uz stijenke najdužeg dijela pora (sl. 5-6F). Premda ovaj tip cementa u vadoznoj zoni nastaje vrlo često, u vapnencima s vadoznim tvorevinama nalazimo ga razmjerno rijetko jer je obično prekriven kasnije izlučenim cementima, koji su se izlučivali u preostalim dijelovima intergranularnih pora. Međutim, katodnom luminiscencijskom mikroskopijom on se jasno odvaja od mlađih tipova cementa.

Poseban način zapunjavanja pora u vadoznoj zoni jest mehanička akumulacija sitnih kalcitnih kristala, koji su se izlučivali u gornjem dijelu vadozne zone i prenosili se u suspenziji meteorskim vodama, tj. spuštali se ili se u suhom stanju usipavali između zrna u niže dijelove. To je **kristalni silt** koji kao **interni sediment** djelomice ispunjava pore (sl. 5-6F, 13-1). Obično oblaže samo njihove donje dijelove uz više-manje jasnu gradaciju, horizontalnu i kosu laminaciju ili uz jasno odvajanje više generacija takva zapunjavanja pora. Na taj način, uz naknadno izlučivanje cementa u gornjem dijelu pora, nastaju **geopetalne strukture** (sl. 13-1). Ako su se umjesto sitnih kalcitnih kristala iz gornjega dijela vadozne zone uz sudjelovanje meteorske vode niz pore usipavala, i

u nižem dijelu vadozne zone u porama akumulirala, karbonatna zrnca slična peletima, tada takav interni sediment nazivamo **vadozni peletni silt** (sl. 13-1).

Mikrostalaktitni i meniskusni cement te vadozni kristalni silt i vadozni peletni silt najvažniji su indikatori za prepoznavanje vadoznih uvjeta i okoliša, ali i marinskih ooida od vadoznih ooida ili pizoida (odjeljak 3.4.2).

7. Skalenoedrijski kalcitni cement ili **cement "pasji zub"** druzni je cement s nazubljenim, međusobno paralelno poredanim kalcitnim skalenoedrijskim kristalima nejednake dužine, koji od stijenki strše u unutrašnjost pore poput zubi u čeljusti psa (*dog-tooth cement* - Schneider, 1977). Izlučuje se u meteorskoj zoni, a vjerojatno i u plitkom potplimnom (*subtidal*) i plimnom (*intertidal*) okolišu. Za taj tip cementa katkad se koriste još i nazivi **zupčasti cement** ili ***dentante cement.***

8. Mikritni cement (Purser, 1969) sastoji se od kristalića promjera od 10 do 30 μm, pa izgleda kao mikrit (sl. 5-2B). Izlučuje se kao prvobitni ranodijagenetski cement A u sitnozrnastim talozima tipa stijena plaža (vidi odjeljak 13.4.2), u sedimentima koji tvore tvrda dna zbog male brzine taloženja i brze cementacije, te u šupljinama organogenih grebena, odnosno u biolititima ili biohermama i biostromama.

Zbog sitnih dimenzija kristalića teško ga je običnim mikroskopom razlikovati od karbonatnog mulja - mikrita (sl. 5-2B). Smatra se da je primarno bio aragonitni ili Mg-kalcitni, premda je u vapnencima uvijek samo kalcitni (Tucker & Wright, 1990). Kao sinonim za mikritni cement koristi se naziv **submikrokristalasti cement** (Mac Intyre, 1967).

9. Pojkilotopni kalcitni cement (*poikilotopic calcite spar* - Tucker & Wright, 1990) posebna je vrsta druznog ili mozaičnog kalcitnog cementa koji se sastoji od velikih kristala kalcita koji zahvaćaju intergranularne pore između više zrna i u sebe uklapaju više karbonatnih zrna, tj. primarnih strukturnih sastojaka poput peleta, peloida, ooida, fosila ili onkoida u jedan kalcitni kristal izlučen kao cement (sl. 5-17C). Takvi kalcitni kristali imaju promjer od nekoliko milimetara, a nastali su kao rezultat vrlo spore kristalizacije kalcita iz pornih otopina koje su bile slabo zasićene Ca-hidrogenkarbonatom. Taj tip kalcitnog cementa nastaje u vapnencima na većim dubinama prekrivanja (vidi odjeljak 5.8.2.2).

10. Botrioidalni aragonitni cement (*botryoidal aragonite cement* - James & Ginsburg, 1979) uglavnom nastaje u većim šupljinama u organogenim grebenima. Sastoji se od poput rozeta lepezasto raspoređenih izrazito izduženih euhedralnih aragonitnih vlaknastih kristala, obično tako sraštenih da imaju pseudoheksagonalni oblik. Botrioidalni lepezasti oblici mogu imati promjer i 50 do 100 mm. Široko je rasprostranjen u šupljinama recentnih grebena, u recentnim tropskim plitkomorskim sedimentima (Tucker, 1993), a nalazi se i u mnogim pleistocenskim i miocenskim grebenskim vapnencima, gdje je nastao u kasnijoj dijagenezi nakon faze otapanja, a u nekim slučajevima i nakon dolomitizacije i okršavanja (Moore, 1989; Tucker & Wright, 1990).

5.5. Rekristalizacija

Rekristalizacija ili **neomorfizam** (*neoformation*) *je poseban slučaj potiskivanja* (*replacement*) *pri kojemu primarni i novonastali kristali pripadaju istoj mineralnoj vrsti*: kalcit jednog strukturnog tipa potiskuje kalcit drugog, obično sitnokristaliničnijeg tipa. U tom procesu mijenjaju se veličina, raspored, orijentacija i morfološke odlike kristala, odnosno cjelokupna struktura stijene. U karbonatnim sedimentima rekristalizacija se zbiva uz sudjelovanje vode, bilo da su posrijedi procesi u još nevezanu talogu, bilo u već litificiranim vapnencima i dolomitima. Tako, na pr., od gustog mikrita može nastati **kristalinični vapnenac** koji se

VELIČINA KRISTALA	STRUKTURNI TIP VAPNENCA ILI DOLOMITA
1-4 μm	kriptokristalinični ili afanokristalinični
4-16 μm	vrlo sitnokristalinični
16-62 μm	sitnokristalinični
62-250 μm	srednjokristalinični
250 μm - 1 mm	krupnokristalinični
1-4 mm	vrlo krupnokristalinični
>4 mm	ekstremno krupnokristalinični

Tablica 5-1 Podjela i terminologija vapnenaca i dolomita na temelju veličine kristala prema Folku (1962).

sastoji od mikrokristalastih do makrokristalastih ili vrlo krupnokristalastih, bistrih kalcitnih agregata. Pri potpunoj rekristalizaciji mikrita ili karbonatnog matriksa, odnosno nekog drugog strukturnog tipa vapnenca u mikroskopskome izbrusku teško se raspoznaje, ili se uopće ne može raspoznati, primarni strukturni tip vapnenca ili njegove pojedine primarne strukturne komponente.

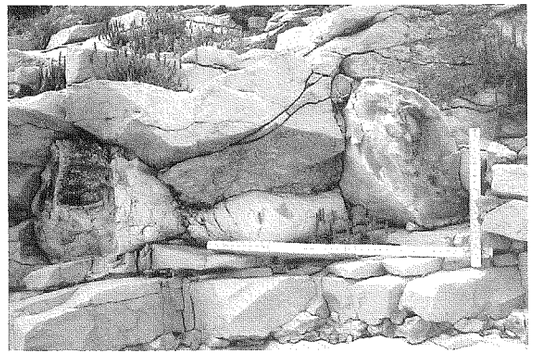
Nomenklatura i terminologija za označavanje mikroskopskih strukturnih značajki mikrita, mikrosparita, pseudosparita (vidi poglavlje 3.1) i sparitnog cementa s obzirom na veličinu kristala vrlo je različita jer pojedini autori upotrebljavaju različite kriterije ili pak podjelu po veličini kristala ograničavaju samo na kristale nastale rekristalizacijskim ili neomorfnim procesima, a ne i na mikrit ili matriks te sparitni cement. Najčešće je u svjetskoj literaturi u uporabi univerzalna podjela i terminologija vapnenaca i dolomita bazirana na veličini kristala prema Folku (1962), prikazana na tablici 5-1.

Pri mikroskopskim istraživanjima vapnenaca vrlo je važno da se ne zamijeni kalcitni cement s kalcitom nastalim rekristalizacijom, i to ne samo pri odredbi tipa vapnenca (zamjena sparitnih i mikritnih tipova) nego i pri interpretaciji uvjeta i okoliša taloženja. Glavne razlike između bistrog, sparitnog kalcita nastalog rekristalizacijom i sparitnog kalcita koji je u porama stijene izlučen kao cement mogu se utvrditi samo detaljnom mikroskopskom analizom.

Kod cementa granice su između kalcitnih kristala ravne i često imaju tzv. *enfacial junction* kontakte (vidi mozaični druzni cement), a kod kalcita nastalog rekristalizacijom granice su između pojedinih kristalnih zrna neravne, često s nazubljenim ili difuznim kontaktima na kojima se pojavljuju sitni uklopci i nečistoće, kao posljedica nakupljanja i koncentriranja primjesa iz primarne stijene koje nisu mogle biti ugrađene u novonastali kristal. To je tzv. proces samočišćenja novonastalih kristala - **neokalcita** ili **neodolomita**. Kod nepotpuno rekristaliziranih mikrita prijelazi su iz mikrita u rekristalizacijom nastale sparikalcitne agregate postupni, a u kontaktnoj prijelaznoj zoni bistri kristali neokalcita u pravilu sadrže brojne sitne uklopke i relikte nepotpuno otopljenih, odnosno rekristaliziranih, mikritnih čestica. Ako uz sparitni kalcit nalazimo i vadozni kristalni silt s geopetalnom strukturom ili po obodima sparikalcitnih gnijezda izgrađenih od mozaičnog kalcita nalazimo i vlaknasti kalcit, tad je jasno da posrijedi nije rekristalizacija nego cementacija.

Česte su zamjene mikrokristaliničnoga kalcitnog cementa u mrvičastim mikritima s mikrosparitom nastalim rekristalizacijom mikritnoga matriksa. Naime, mikrokristalinični kalcitni cement je povezao karbonatne mrvice nastale pretaložava-

njem nelitificiranog, kohezivno u mrvice povezanog mulja u **mrvičasti mikrit**, a ne rekristalizacijom. Premda takve zamjene nisu bitne u klasifikacijskom pogledu one obično imaju veliku ulogu pri interpretaciji uvjeta i okoliša taloženja. Naime, dok mrljasto rekristalizirani mikriti s grumeloznom strukturom mogu nastati rekristalizacijom mikrita taloženog u bilo kojem okolišu, dotle su sedimentacijski mrvičasti mikriti dobri pokazatelji taloženja u plitkom potplimnom okolišu i zaštićenim plićacima i/ili lagunama.



Slika 5-8 Rožnjačke nodule u gornjocenomanskim vapnencima južne Istre - istočna obala kod Premanture.

5.6. Silicifikacija

Silicifikacija (*silicification*) *je alokemijski dijagenetski proces kojim se uz posredovanje otopina obogaćenih Si-ionima, u pravilu u obliku silicijeve kiseline H_4SiO_4, u karbonatnim stijenama potiskuju kalcit, aragonit ili dolomit opalom, kalcedonom ili niskotemperaturnim kvarcom, odnosno silicijskim hidroksidima ili oksidima*. Jednako kao i drugi alokemijski dijagenetski procesi i silicifikacija se može zbivati u još nevezanim i nelitificiranim talozima, dakle u ranodijagenetskoj fazi, ili u već očvrsnutoj stijeni, kao kasnodijagenetska silicifikacija.

Za razliku od detritičnih siliciklastičnih zrna kvarca u karbonatnim stijenama, autigeni kvarc nastao silicifikacijskim ranodijagenetskim i kasnodijagenetskim procesima ima pravilne kristalografske oblike (sl. 5-7B), često pokazuje višestruke terminalne plohe ili raste u obliku pravilnih kristalnih rozeta (sl. 5-7C).

Ranodijagenetska silicifikacija proces je kod kojeg opal, kalcedon ili niskotemperaturni kvarc u još nevezanom karbonatnom talogu potiskuju kalcitne, Mg-kalcitne ili aragonitne primarne strukturne sastojke, tako da nastaju pojedinačni kristali, agregati i gnijezda kvarca, kalcedona i/ili opala (sl. 5-7B i C), ili nodule, grude i leće rožnjaka (sl. 5-8). U takvim nodulama i lećama udio silicijskih minerala, odnosno SiO_2, smanjuje se od središta prema rubu nodule, grude ili leće uz istodobno povećanje udjela karbonatne komponente. Vrlo lijepi primjeri ranodijagenetskih nodula i leća rožnjaka (sl. 5-8) nalaze se u plitkovodnim, lagunskim do periplimnim vapnencima gornje krede u južnoj Istri (Tišljar, 1978b). Osim nodula i leća rožnjaka, ranodijagenetskom silicifikacijom nastaju i manje-više ravnomjerne impregnacije karbonatnih stijena kalcedonom ili kvarcinom.

Kad su silicifikacijom potpuno ili pretežito potisnute karbonatne primarne komponente, takav vapnenac prelazi u **kvarcni dijagenetski sediment** koji, uz autigeni kvarc i kalcedon, sadrži samo karbonatne relikte primarnog sastava i strukture, a mjestimice i još dobro očuvane silicificirane karbonatne skelete (alge, foraminifere, bodljikaše, školjkaše). Primjer takva tipa ranodijagenetske silicifikacije dijagenetske su kvarcne kemogene stijene, odnosno tzv. "kvarcni pijesci" u albu Istre (sl. 5-7B i C).

Kalcedon, opal i kvarcin (tj. nepotpuno u kvarc izmijenjeni kalcedon), kao nestabilne modifikacije silicijskog dioksida, tijekom dijagenetskih procesa postupno prelaze u stabilni kristalasti niskotemperaturni kvarc (Füchtbauer, 1974).

Kasnodijagenetska silicifikacija vapnenaca (i dolomita) zbiva se pri cirkulaciji pornih voda koje sadrže otopljene Si-ione u obliku silicijeve kiseline kroz već očvrsnute stijene uz potiskivanje karbonatnih sastojaka opalom, kalcedonom ili kvarcom. Pri tome će takvo potiskivanje biti nejednoličnog intenziteta, nepravilno, a često i selektivno, kako je to primjerice česti slučaj u gornjoalbsko-donjocenomanskim tektonsko-dijagenetskim karbonatnim brečama Ćićarije u kojima su kvarcni agregati, koji makroskopski u breči izgledaju kao potpuno bijeli klasti, nastali selektivnom kasnodijagenetskom silicifikacijom najnestabilnijih karbonatnih komponenata (izluženih i dedolomitiziranih dolomitnih fragmenata, a mjestimice i kalcitiziranog matriksa), odnosno rastom kristala *in situ* pri cirkulaciji otopina obogaćenih silicijevom kiselinom (Vlahović et al., 1995). Uglavnom su to kvarcne druze izgrađene od hipidiomorfnih kristala vrlo promjenljivog stupnja kristaliniteta, koje su pri najmlađim kalcitizacijskim procesima ponegdje dezintegrirane rastom neokalcita, a nerijetko pokazuju i radijalni rast kvarcnih kristala u obliku rozeta.

Osim u ranodijagenetskoj i kasnodijagenetskoj fazi, silicifikacija karbonatnih stijena može se zbivati i na površini Zemlje (*surface silicification*), tj. kao površinska silicifikacija ili tvorba **silkreta** (*silcrete*), osobito u pustinjama s vrućom klimom gdje se stvara kalcedon.

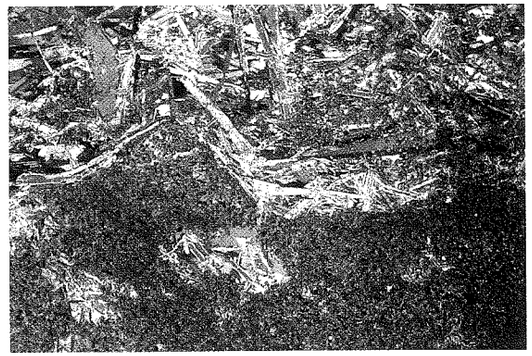
Silicifikacija karbonatnih stijena, kako ranodijagenetska tako i kasnodijagenetska, odnosno potiskivanje karbonata kalcedonom, kvarcinom, opalom ili kvarcom, zbiva se uz sudjelovanje kiselih otopina koje donose Si-ione u obliku silicijeve kiseline, a odnose otopljeni karbonat. S obzirom na to da su karbonati topljivi u kiseloj otopini, a da su u kiselom mediju stabilni kvarc, opal i kalcedon, u takvim uvjetima lako i brzo dolazi do potiskivanja karbonata tim silicijskim mineralima.

Podrijetlo Si-iona, koji s vodom daju silicijevu kiselinu prijeko potrebnu za silicifikaciju karbonatnih sedimenata, može biti različito: 1) od otapanja skeleta radiolarija, spikula spužvi kremenjašica i dijatomeja; 2) od otapanja manjih količina vrlo sitnoga vulkanskog pepela koji se nakon prijenosa zrakom s manjih ili većih udaljenosti taložio zajedno s karbonatnim sedimentima; 3) od submarinskih vulkanskih emanacija; 4) od cirkulacije pornih voda i kompakcijskih strujanja iz većih dubina prekrivanja, te 5) od otapanja silikatnih minerala i stijena u slatkoj vodi (topljivost kvarca u destiliranoj vodi kod 25 °C iznosi 10 ppm, kalcedona 22 do 44 ppm, a svježe nataloženoga amorfnog opala 120 do 140 ppm - Siever, 1962).

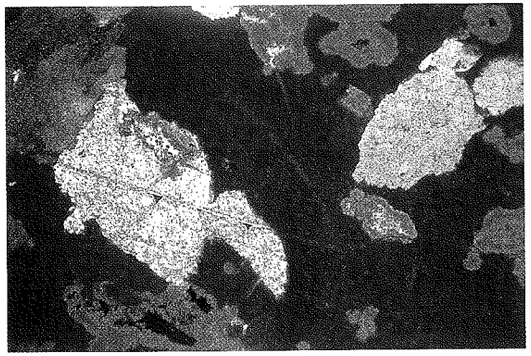
5.7. Anhidritizacija

Anhidritizacija *u karbonatnim stijenama može biti proces ili ranodijagenetskog potiskivanja karbonatnih taloga anhidritom ili kasnodijagenetskog potiskivanja karbonatnih minerala u čvrstim vapnencima ili dolomitima anhidritom, kao i izlučivanja anhidrita u porama, šupljinama i žilicama vapnenaca, dolomita i drugih stijena.*

Ranodijagenetska anhidritizacija *proces je potiskivanja karbonatnih taloga anhidritom u još mekanim, nelitificiranim sedimentima posredovanjem otopina koje sadrže sulfate*. Sulfatnim ionima bogate otopine najčešće potječu iz natplimnih salina ili priobalnih *sabkha*, odnosno slanih bara ili jezeraca preostalih u udubljenjima na natplimnom okolišu nakon povlačenja mora (sl. 9-1 i 9-4). Za ranodijagenetsku anhidritizaciju u takvim okolišima potrebna je jaka evaporacija, uz povišenu temperaturu i stalno povišenje saliniteta (*sabkha*-uvjeti). Kod toga najprije obično dolazi do ranodijagenetske dolomitizacije vapnenačkog taloga, a potom daljnjim porastom saliniteta i/ili temperature i evaporacije i do potiskivanja dolomita nodularnim anhidritom (vidi odjeljak 9.1.1). Svaka pojedina anhidritna nodula sastoji se od velikog broja različito orijentiranih, sitnih, igličastih ili štapićastih (acikularnih) kristalića anhidrita, a između pojedinih nodula nalaze se ostaci



Slika 5-9 Ranodijagenetska anhidritizacija: ranodijagenetski nodularni *sabkha* anhidrit u dolomikritu (tamno). Nodule anhidrita sastoje se od različito orijentiranih igličastih (acikularnih) kristalića anhidrita koji potiskuju dolomikrit. Član C *sabkha* ciklusa, bušotina Brač-1 (4.111,2 m). Nikoli ukriženi, dužina slike = 3,3 mm.



Slika 5-10 Kasnodijagenetska anhidritizacija mikritnog vapnenca: anhidritni kristali koji potiskuju mikrit (tamno) po rubovima sadrže uklopljene relikte mikrita. Bušotina Nin-1 (2.533 m), gornja kreda (?cenoman). Nikoli ukriženi, dužina slike = 1,3 mm.

dolomita preostalog nakon anhidritizacije (sl. 5-9 i 9-3). O procesu ranodijagenetske anhidritizacije u *sabkha*-uvjetima detaljnije će biti govora u odjeljku 9.1.1.

Kasnodijagenetska anhidritizacija *zbiva se tijekom cirkulacije pornih voda koje sadrže SO_4^{2-} ione kroz već očvrsnute karbonatne (i druge) stijene uz potiskivanje karbonatnih (ili drugih) sastojaka anhidritom.* Pri tome će takvo potiskivanje biti nejednoličnog intenziteta, nepravilno, a često i selektivno. Anhidrit nastao kasnodijagenetskom anhidritizacijom odlikuje se makrokristalastom strukturom i više-manje pravilnim kristalima koji u pravilu sadrže sitne uklopke, odnosno relikte karbonata ili primjesa iz stijena koje anhidrit potiskuje (sl. 5-10). Krupniji kristali anhidrita mogu uklapati sitne skelete ili bioklaste ostrakoda, zelenih alga, foraminifera i sl. Mjestimice se nalaze i potpuno anhidritizirani skeleti, osobito foraminifera (npr. u albskim naslagama iz bušotina ravnokotarskog karbonatno-anhidritnog kompleksa).

U već očvrsnutim vapnenacima ili dolomitima česta je **selektivna anhidritizacija**: u stijeni su anhidritizirani samo neki sastojci, a drugi ostaju uglavnom potpuno očuvani, kao što je to, primjerice, slučaj kod kasnodijagenetske anhidritizacije gornjokrednih rudistnih kokinskih i kokinitnih vapnenaca u dubokim bušotinama ravnokotarskog, dugootočnog i bračkog karbonatno-anhidritnog kompleksa. Tu se često nalaze rudistni vapnenci u kojima je anhidritiziran samo mikritni matriks, a rudistno kršje u pravilu nije anhidritizirano ili je zahvaćeno samo po rubovima ili duž prslina i pukotina.

Pri kasnodijagenetskoj anhidritizaciji u vapnencima uz krupne kristale anhidrita obično nalazimo brojne tektonske žilice, šupljine i pore ispunjene anhidritnim kristalnim agregatima kao posljedice izlučivanja anhidrita iz otopina koje su cirkulirale u tim stijenama.

Za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja te pravilnu genetsku i stratigrafsku interpretaciju karbonatno-anhidritnih kompleksa presudnu važnost ima razlikovanje ranodijagenetskih *sabkha* anhidrita od kasnodijagenetskih anhidrita, kao i anhidrita nastalih evaporacijskim procesima u submarinskim uvjetima. Dok su ranodijagenetski

- *sabkha* - anhidriti i evaporitni submarinski anhidriti sinsedimentacijskog podrijetla, dotle su kasnodijagenetski anhidriti naknadni, nastali potiskivanjem dijelova već davno prije postojećih stijena pri cirkulaciji pornih voda koje donose sulfate. Postanak takvog anhidrita ne smije se vezati za isto stratigrafsko razdoblje kojemu pripadaju stijene nosioci anhidrita, jer postanak anhidrita nije istodoban s taloženjem tih stijena.

5.8. Dijagenetski procesi na većoj dubini prekrivanja

Dijageneza vapnenačkih taloga na većoj dubini prekrivanja (*burial diagenesis*) počinje, kako je opširnije prikazano u odjeljku 5.1.4, u talozima koji su prekriveni novim sedimentima veće debljine, tj. kad oni dospiju na veću dubinu prekrivanja ispod dosega procesa koji se zbivaju u površinskim i neposrednim potpovršinskim dijelovima taloga, a završavaju početkom metamorfnih procesa niskoga stupnja (dubina prekrivanja od oko 5.500-6.600 m). U tom dijagenetskom području (5 na sl. 5-1) prekinuta je slobodna izmjena fluida i kemijski aktivnih atmosferskih plinova, posebice kisika i CO_2, a progresivno rastu temperatura i tlak. Zbog drastičnog smanjivanja poroznosti kompakcijskim procesima bitno je smanjena i mogućnost izmjena fluida. Porni su fluidi već ranije pretrpjeli promjene svoga sastava zbog međudjelovanja i miješanja iona sadržanih u prvobitnoj pornoj vodi i fluidima koji potječu iz okolnih sedimenata, poglavito onih vezanih uz **kompakcijska strujanja**, odnosno voda istisnutih pri zbijanju taloga.

Smanjenje poroznosti vapnenačkih taloga najvažniji je rezultat dijageneze na većim dubinama prekrivanja i to kao posljedica kompakcije, cementacije i dolomitizacije (Moore, 1989).

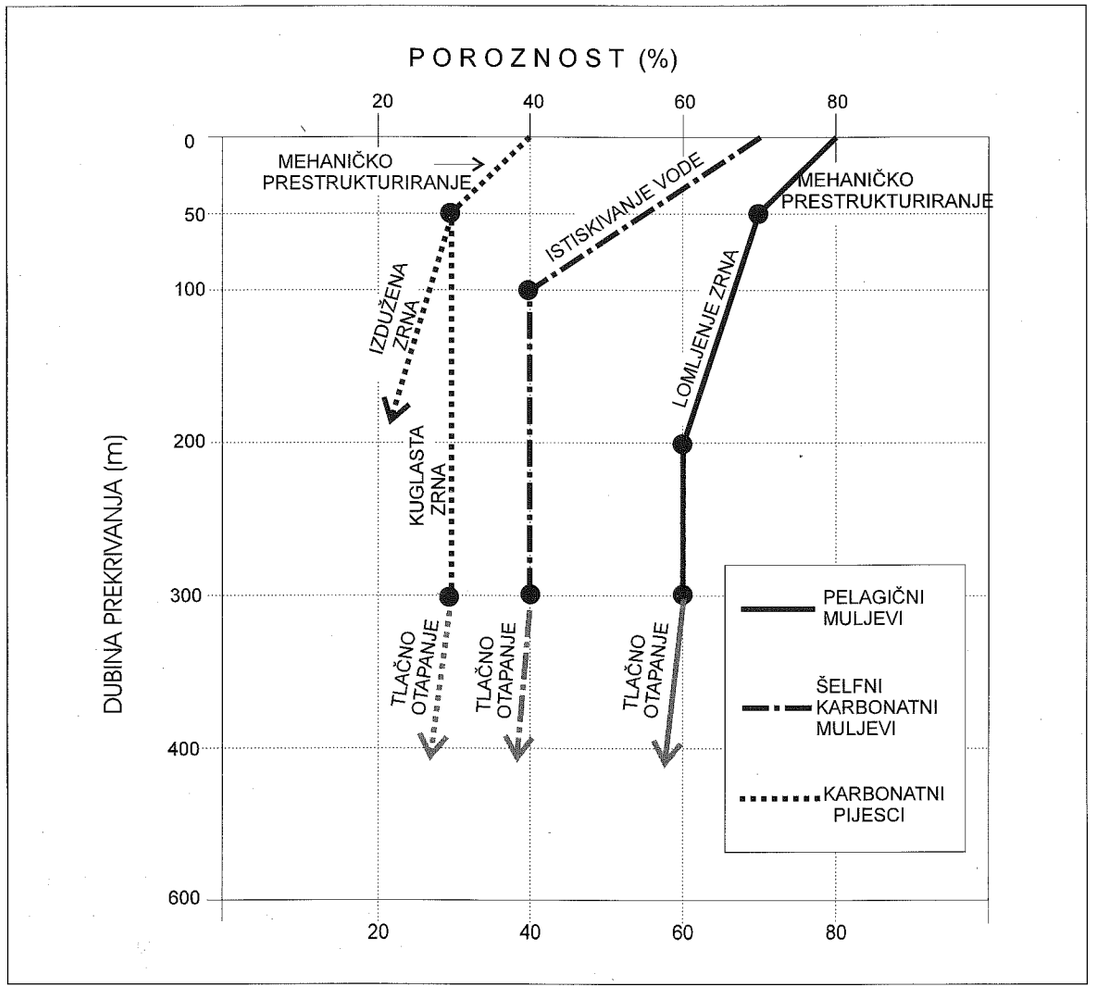
Kompakcija uključuje procese mehaničkoga zbijanja i istiskivanja vode te kemijsku kompakciju u obliku tlačnog otapanja na kontaktima zrna i tvorbe stilolita. Pod procesima kemijske kompakcije obično se podrazumijeva i cementacija, odnosno izlučivanje kalcita kao posljedica povećanja koncentracije Ca-hidrogenkarbonata u pornim fluidima zbog tlačnog otapanja.

5.8.1. Mehanička kompakcija i istiskivanje vode

Mehanička kompakcija i istiskivanje vode imaju značajniji utjecaj na promjenu poroznosti samo u muljevitim, dubljevodnim talozima koji su na većoj dubinu prekrivanja dospjeli kontinuiranim taloženjem dubljevodnih marinskih taloga uz stalno prisustvo marinskih pornih fluida, tj. pri stalnom održavanju marinske dijagenetske zone (vidi odjeljak 5.1.4). Uglavnom su to pelagični karbonatni (kredasti) talozi (poglavlja 14.3 i 14.4), karbonatni talozi šelfnoga ruba s većom subsidencijom od obroka taloženja, kao i pojedini primjeri šelfnih lagunskih naslaga u kojima prevladavaju muljeviti karbonatni talozi (Choquette & James, 1987).

Ukupna primarna poroznost pelagičnih muljeva (sl. 5-11) iznosi, primjerice, oko 80 %, od čega na intergranularnu poroznost otpada oko 35, a intragranularnu oko 65 %. Zbog naglog istiskivanja vode i preraspoređivanja uglavnom izometričnih skeletnih sastojaka koji imaju odlike zrnske potpore, odnosno tzv. **mehaničke reorganizacije zrnaca**, a time i promjene strukture taloga, već na dubini prekrivanja od 50 m poroznost se smanjuje na oko 65 % i manje (ponegdje čak i na svega 10 % - Matter et al., 1975). Na dubinama između 50 i 200 m započinje drobljenje zrnaca, a na dubinama većim od 300 m započinju **procesi tlačnih otapanja**, čime se poroznost pelagičnih muljeva dodatno postupno smanjuje (sl. 5-11).

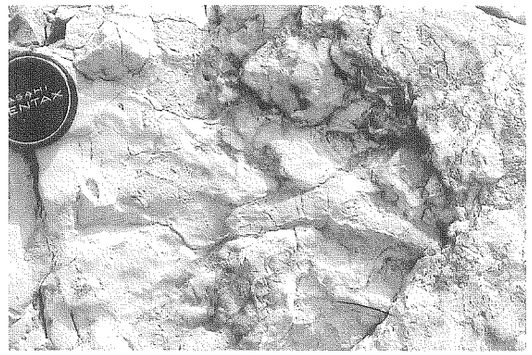
Mehanička kompakcija muljevitih taloga šelfnoga ruba se znatno razlikuje od kompakcije pelagičnih muljeva, kako to prikazuje sl. 5-11, jer se oni uglavnom sastoje od čestica izduženog i igličastog, a ne izometričnog oblika, pri čemu se aragonitne iglice ponašaju bipolarno, tako da na sebe privlače i vežu molekule vode (Enos & Sawatsky,



Slika 5-11 Dijagrami promjena poroznosti pri porastu dubine prekrivanja sa shematskim prikazima glavnih procesa koji dovode do takvih promjena u pelagičnim muljevima, šelfnim karbonatnim muljevitim talozima i ooidnim, peloidnim i bioklastičnim pijescima (prema podacima iz Scholle, 1977; Garrison, 1981; Enos & Sawatsky, 1981).

1981) Zbog toga je struktura karbonatnog mulja slična "saćastoj stukturi" ili "strukturi kuće od karata" glinovitih taloga, pa su učinci istiskivanja vode, a s time u svezi i smanjivanje poroznosti, u prvih 100 m porasta dubine prekrivanja znatno veći u odnosu na one kod pelagičnih muljeva. Njihova se primarna ukupna poroznost od oko 70% nakon prestrukturiranja igličastih čestica u horizontalan položaj na dubini od 100 m smanjuje na oko 35-40%, a zatim se više ne mijenja sve do početka procesa tlačnoga otapanja na oko 300 m dubine (sl. 5-11).

U mikroskopskim izbruscima bioklastičnih vekstona i madstona na kompakciju vapnenačkih



Slika 5-12 Bioturbacija u gornjolijaskim "mrljastim vapnencima" Velebita: zbog kompakcije primarno kružni poprečni presjeci deformirani su u elipsoidalne poprečne presjeke (foto: V. Veseli).

muljeva upućuju pojedine razlomljene tanke ljušturice ili slomljeni tanki bioklasti smješteni unutar mikritne mase, što dokazuje da se kompakcija dogodila prije litifikacije mulja u mikrit. Učinci kompakcije vapnenačkih muljeva dobro se mogu zapaziti i u bioturbiranim madstonima i vekstonima po elipsoidalnim poprečnim presjecima horizontalnih tragova rovanja koji su primarno u doba postanka imali kružni presjek. Takve, zbog kompakcije deformirane - spljoštene - primarno valjkaste tragove rovanja često nalazimo u intenzivno bioturbiranim gornjolijaskim "mrljastim vapnencima" Velebita (sl. 5-12).

Istraživanja Shinna & Robbina (1983) pokazuju da prvobitne debljine slojeva vapnenačkih muljeva mogu biti već na dubinama prekrivanja od oko 300 m zbog kompakcije reducirane za 50% pa i više, pri čemu se ukupna poroznost smanjuje s primarnih 65-75% na samo 35-45%.

Karbonatni pješčani talozi koji imaju zrnsku potporu, tj. grejnstonski tipovi vapnenaca, odlikuju se bitno drukčijim učincima mehaničke kompakcije i istiskivanja vode od pelagičnih muljeva i muljevitih šelfnih karbonatnih taloga. Njihova je primarna intergranularna poroznost, posebice kod ooidnih ili peloidnih pijesaka, zbog približno kuglastog oblika zrna, bitno manja od poroznosti pelagičnih muljeva i muljevitih šelfnih taloga pretežito sastavljenih od izometričnih skeletnih, odnosno igličastih sastojaka. Početno jače smanjenje poroznosti u prvih 50 m porasta dubine prekrivanja od prvobitnih 40-ak na oko 28-30% (sl. 5-11) zbiva se zbog preraspoređivanja kuglastih zrna iz nestabilnog romboedrijskog, poroznijeg, u stabilno i manje porozno kubično pakiranje zrna. Daljnjim porastom dubine prekrivanja sve do početka tlačnoga otapanja na kontaktima zrna, koje započinje na oko 300 m dubine (sl. 5-11), u takvim vapnenačkim talozima nema praktično nikakve promjene poroznosti, jer su zrna dovoljno čvrsta da mogu potpuno preuzeti opterećenje nadslojeva.

Ukupna primarna poroznost ooidnih i peloidnih taloga je, u pravilu, zbog izlučivanja ranodijagenetskog cementa neposredno nakon taloženja tih zrna dodatno smanjena prije nego pješčani karbonatni talozi dospiju na veću dubinu prekrivanja. Intergranularni cement u pravilu na većim dubinama prekrivanja štiti i rasterećuje karbonatna zrna od koncentracije povećanoga tlaka na male površine na sâmim kontaktima zrna, jer i sam preuzima znatan dio opterećenja uzrokovanog porastom debljine nadslojeva, čime je usporen ili spriječen proces tlačnog otapanja na dodirima zrna (odjeljak 5.8.2.1).

U mikroskopskim izbruscima grejnstona i pekstona kompakcijski se procesi dobro raspoznaju po razlomljenim zrnima. Pri tomu zrna mogu biti lomljena zajedno s obrubom ranodijagenetskog vlaknastog cementa, što upućuje da je kompakcija nastupila nakon izlučivanja obrubnog cementa nastalog u submarinskoj ili marinskoj zoni. U ooidnim grejnstonima koji sadrže radijalno građene ooide pri kompakciji se lom obično proteže kroz ooid tako da slijedi kontakte vlaknastih kristalića svakog pojedinog ovoja. Ooidi s koncentričnim aragonitnim ovojima u pravilu su pri kompakciji slomljeni duž lamela ovoja, pri

čemu su pojedini ovoji često raskinuti u više komada. Na sličan se način u mikroskopskom izbrusku odražava i kompakcijsko lomljenje aragonitnih bioklasta koji imaju mikritnu ovojnicu (vidi poglavlje 5.3). Naime, mikritna je ovojnica na više mjesta razlomljena i raspadnuta u više komada, što ukazuje na ovakav slijed dijagenetskih procesa: 1) mikritizacija u submarinskim uvjetima, 2) otapanje nakon mikritizacije preostalog aragonita kad je bioklast dospio u meteorsku zonu, 3) kompakcija i lomljenje ovojnice pri povećanju dubine prekrivanja, i 4) cementacija na dubini prekrivanja od nekoliko desetaka ili stotina metara.

5.8.2. Kemijska kompakcija

Kemijska kompakcija *obuhvaća međusobno povezane procese tlačnoga otapanja i cementacije koji se zbivaju na dubinama prekrivanja od nekoliko stotina do tisuću i više metara.* Kemijska kompakcija je vrlo važan dijagenetski proces na većim dubinama prekrivanja jer, osim što rezultira **tlačnim otapanjem** na kontaktima zrna i **stilolitizacijom** i na taj način izravno smanjuje poroznost, procesi otapanja predstavljaju i važan izvor Ca-hidrogenkarbonata za cementaciju na većoj dubini prekrivanja.

Na tijek procesa kemijske kompakcije i na njezin intenzitet djeluju mnogi čimbenici: s jedne strane su oni koji je pospješuju a s druge strane oni koji je spriječavaju. Kemijska kompakcija je pospješena:

- ako karbonatni talog tijekom djelovanja procesa kemijske kompakcije još uvijek sadrži nestabilne mineralne sastojke, posebice aragonit;
- ako pore sadrže meteorsku vodu siromašnu Mg-ionima;
- ako sediment sadrži netopljive sastojke (glinu, kvarc i organske tvari), i
- ako je sediment tijekom kemijske kompakcije izložen tektonskom stresu.

Kemijska kompakcija je znatno usporena ili otežana:

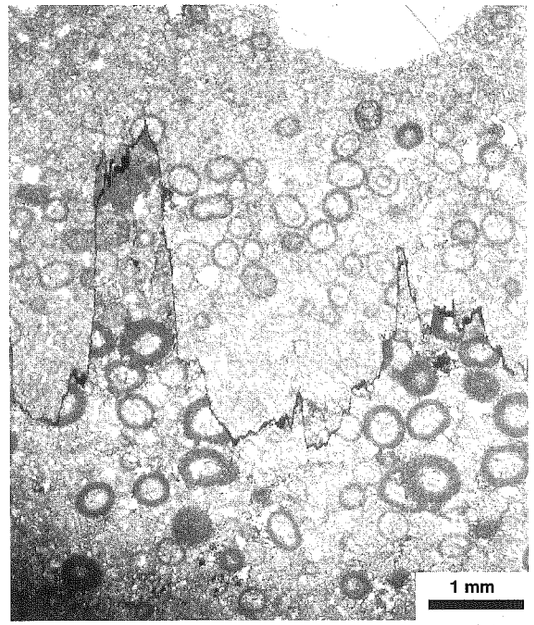
- ako sediment izložen dijagenezi na većoj dubini prekrivanja sadrži samo stabilne karbonatne minerale - kalcit i dolomit;
- ako sediment u porama sadrži naftu;
- ako znatnije poraste porni tlak, tj. ako se zbog zatvorenog sustava hidrostatički tlak približi i izjednači s litostatičkim tlakom, tako da porni fluidi umjesto zrnskih kontakata poprime ulogu prihvaćanja opterećenja nadslojeva (vidi odjeljak 5.1.4), i
- ako sedimenti izloženi dijagenezi na većoj dubini prekrivanja pripadaju organogenim *in situ* litificiranim biolititnim ili baundston vapnencima koji su već usporedno s postankom bili intenzivno cementirani.

5.8.2.1. Tlačna otapanja na kontaktima zrna i stilolitizacija

Tlačna otapanja na kontaktima zrna ili **mikrostiloliti** nastaju na većoj dubini prekrivanja u već mehanički kompaktiranom karbonatnom sedimentu bez obzira radi li se o muljevitim ili pjeskovitim talozima u kojima su pri mehaničkoj kompakciji zrna zauzela stabilno pakiranje i uspostavila međuzrnsku potporu. Kontinuiranim povećanjem dubine prekrivanja povećava se tlak i naprezanje na kontaktima zrna zbog prihvaćanja prijenosa litostatičkog tlaka. Na mjestima dodira raste kemijski potencijal, što se kompenzira porastom topljivosti zrna na točkama dodira s najvećim naprezanjem, koje neminovno dovodi do točkastog otapanja na samim dodirima zrna. Dalje od samih točaka dodira tlak je znatno manji, smanjena je relativna topljivost $CaCO_3$, pa se pri ionskoj difuziji na mjestima manjega tlaka, tj. po površini zrna izvan točke dodira ili u intergranularnim porama i šupljinama u sedimentu, izlučuje kalcitni cement.

Pri otapanju zrna na točkama dodira nastaju **suturirani kontakti** mikroskopskih dimenzija, s međusobno uraslim zadiranjima jednog zrna u drugo (sl. 5-13 i 5-14A). Takvi tlačnim otapanjem nastali suturirani kontakti između zrna, s amplitudama <0,25 mm i razmjerno malom količinom netopljivog ostatka unutar suturiranog kontakta - šava, poznati su kao tlačna otapanja na kontaktima zrna ili **mikrostiloliti** (sl. 5-13 i 5-14A).

Daljnjim porastom dubine prekrivanja i povećanjem litostatičkoga tlaka površina prijenosa napona se postupno povećava, da bi se u konačnici veliki dio stijene počeo ponašati kao jedinka koja prenosi tlak. Zbog promjene kemijskog potencijala na mjestima najjačeg naprezanja litostatički se tlak raspoređuje i izjednačava tlačnim otapanjem razmjerno velike površine stijene, što se manifestira stvaranjem makroskopskih tvorevina nastalih tlačnim otapanjem, poznatih pod imenom stiloliti.



Slika 5-13 Stilolitizacija u kasnodijagenetski dolomitiziranom ooidnom grejnstonu: stilolitni šav presjeca pojedine ooide i dovodi u međusobni kontakt dva različita strukturna tipa stijene kao posljedicu tlačnoga otapanja stijene i redukcije njezinoga volumena (debljine) za iznos koji odgovara amplitudi šava. Donji trijas, Homer kod Lokava (foto: D. Aljinović).

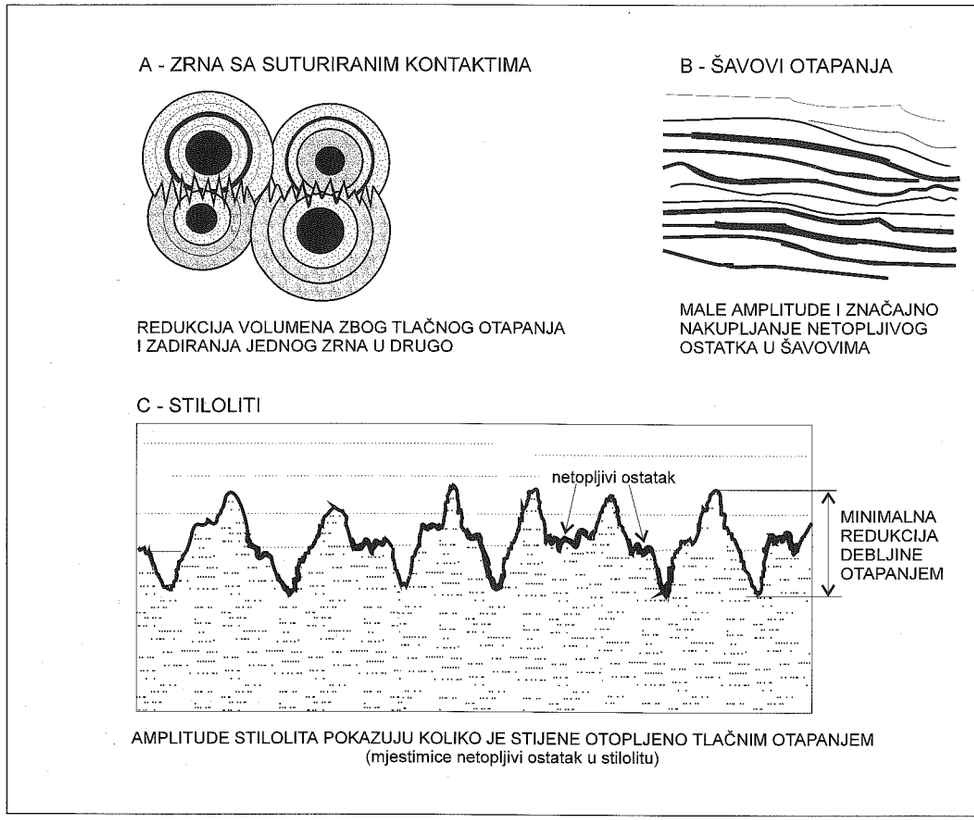
Stiloliti *su neravne pukotinice duž kojih dva dijela stijene zubičasto, poput pile ili poput šavova na kostima lubanje s amplitudama od nekoliko milimetara do više centimetara, ulaze jedan u drugi.* Pri tome po šavovima takvih pukotinica u stijenama koje nisu bile izložene dužem trošenju obično nema mehaničkog odvajanja. Morfologija stilolitnih šavova najbolje se može pratiti na poprečnim presjecima sloja koji sadrži stilolite (sl. 5-14C i 5-15).

Prema odnosu na ravninu sloja, stiloliti se dijele na: 1) horizontalne, 2) kose, 3) horizontalne presječene kosim, 4) vertikalne, 5) međusobno povezane mrežne, i 6) vertikalne stilolite presječene kosim stilolitima.

S obzirom na oblik i geometriju šavova, stiloliti se dijele na: 1) primitivno valovite, 2) suturirane, 3) pravokutne s vrhom nagore ili vrhom nadolje, 4) stilolite oštrog vrha, i 5) stilolite seizmogramskog tipa (Park & Schot, 1968).

Stiloliti se vrlo često nalaze u homogenim, gustim mikritnim vapnencima i mikrokristalastim ili kriptokristalastim dolomitima koji su bili podvrgnuti procesima dijageneze na većoj dubini prekrivanja. U tim stijenama stiloliti su jače ili slabije barijere za cirkulaciju otopina u smjeru okomitom na ravnine stilolitnih šavova, ali su dobri, mjestimice čak i izvrsni kanali za cirkulaciju fluida, osobito nafte i vode, duž stilolitnih šavova. Zbog toga pojava stilolita ima važnu ulogu pri analizi kolektorskih svojstava stijena u ležištima nafte i plina.

Stiloliti mogu unutar iste stijene imati vrlo različitu bočnu rasprostranjenost, od samo nekoliko centimetara pa do više stotina metara. Amplitude im jednako tako mogu varirati u širokim gra-

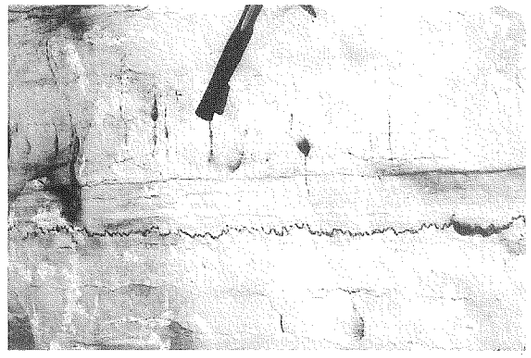


Slika 5-14 Shematski prikaz oblika nastalih tlačnim otapanjima. **A** - Suturirani kontakti. **B** - Šavovi otapanja (*dissolution seams*) malih amplituda. **C** - Stiloliti.

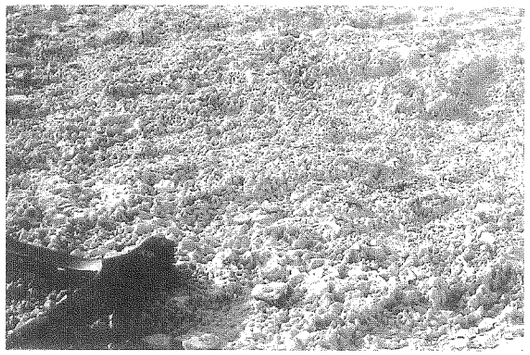
nicama: obično od 1 mm do desetak centimetara, a debljine šavova od samo nekoliko mikrometara do 2 mm. U presjeku paralelnom s ravninom stilolitnih pukotina imaju oblik malenih stupova s brojnim oštrim nazubljenim i žljebastim ispupčenjima i udubljenjima (sl. 5-16). Ako su ispunjeni glinovitom, kloritnom, piritnom ili limonitno-hematitnom tvari, koja je zapravo netopljivi ostatak stijene u kojoj se stilolit pojavljuje, poznati su pod imenom **stilolitni šavovi** (sl. 5-14B i 5-15).

Često se već makroskopski, a posebice mikroskopski, vidi kako stilolit presijeca pojedine primarne sastojke stijene (ooide, onkoide, pelete, fosile, intraklaste i dr.) te da struktura stijene s jedne i druge strane šava nije jednaka. Pri tome odsječeni dijelovi pojedinih sastojaka na različitim stranama šava nemaju iste dimenzije ili, pak, s jedne strane šava potpuno nedostaje dio sastojka (sl. 5-13). To jasno upućuje na to da je po stilolitnome šavu došlo do većeg ili manjeg otapanja stijene.

U starijoj su literaturi postojale mnoge teorije o postanku stilolita, primjerice **teorija tlačne kontrakcije** (*pressure contraction* - Shaub, 1939) koja objašnjava postanak stilolita kontrakcijom, tj.



Slika 5-15 Poprečni presjek kroz stilolitizirani mikritni vapnenac. Gornja jura (gornji titon), kamenolom Kirmenjak u Istri.



Slika 5-16 Morfologija stilolitne površine u mikritnom vapnencu sa slike 5-15. Približna širina prikazane površine je 65 cm.

stezanjem još plastičnih, nelitificiranih taloga zbog plastičnih deformacija pod vrlo malim horizontalnim tlakovima. Ipak, do danas se održala samo **teorija tlačnog otapanja** (*pressure solution* - Stockdale, 1922) prema kojoj stiloliti nastaju otapanjem već očvrsnutih stijena na većoj dubini prekrivanja uz cirkulaciju pornih otopina. Najvažniji argumenti za postanak stilolita tlačnim otapanjem jesu postojanje glinovite, kloritne, limonitno-hematitne ili piritne tvari u stilolitnom šavu, koja po mineralnom sastavu odgovara mineralnom sastavu netopljivog ostatka stijene neposredno uz stilolit, različite strukture stijene s jedne i druge strane šava, presjecanje pojedinih sastojaka stijene stilolitima (pri čemu se obično ne podudaraju konture presječenih dijelova takvih sastojaka), kao i praćenje strukturnih komponenata stijene amplitudama stilolitnih šavova (sl. 5-13).

Na temelju tih argumenata postanak se stilolita objašnjava na sljedeći način: na kontaktima zrna u stijeni vlada vrlo visok nadslojni tlak definiran dubinom prekrivanja te stijene, što uzrokuje postupno otapanje zrna na njihovim kontaktima. Dalje se razvitak stilolita pospješuje cirkulacijom porne vode po površini tankih glinovitih filmova koji u stijeni čine sitne nepropusne membrane. Cirkulira li voda, primjerice, po gornjoj strani takva filma, ona će otapati lakše topljive dijelove stijene, a teže topljivi dijelovi ostat će neotopljeni u obliku malih klinova okrenutih vrhom prema dolje. Ako pak voda cirkulira duž donje strane glinenog filma, teže topljiva mjesta zaostati će u obliku klinova s vrhovima orijentiranim nagore. Budući da obično duž takvih filmova voda cirkulira i iznad i ispod filma, gotovo istodobnim pomakom i uklinjavanjem klinova s jedne i druge strane zbog nadslojnog tlaka stvara se suturirani stilolitni šav ispunjen netopljivim ostatkom stijene. Amplituda stilolita pokazuje koliko je najmanje stijene bilo otopljeno pri stilolitizaciji i koliko je minimalno reducirana debljina stijene. Primjerice, u gornjotitonskim mikritnim vapnencima Istre ukupna je debljina procesima stilolitizacije reducirana za najmanje 20 do 23 %, kako to izlazi iz mjerenja amplituda stilolitnih šavova na glatko piljenim zidovima kamenoloma Kirmenjak (Tišljar, 1978b).

Osim stilolita kemijskom kompakcijom - tlačnim otapanjem - mogu nastati i **šavovi otapanja** (*dissolution seams*, *solution seams*). Za razliku od stilolita to su glatki valoviti šavovi bez sutura (sl.

5-14B), ispunjeni netopljivim ostatkom (glina, klorit, hematit i sl.). Šavovi otapanja obično imaju račvasti ili anastomozirani raspored, protežu se između kontakata zrna koja vrlo rijetko presjecaju, a pojavljuju se u nodularnim i/ili glinovitim vapnencima. Najčešće nastaju u vapnencima duž glinovitih filmova i na kontaktima lamina bogatijih i siromašnijih glinom.

Tlačnim otapanjima, posebice stilolitizacijom, bitno se, ne računajući i s njima povezane procese cementacije, smanjuje poroznost i ukupna debljina vapnenačkih taloga. Primjerice, vapnenački sediment sastavljen od kuglastih zrna - ooida - s romboedrijskim načinom pakiranja zrna može tlačnim otapanjem izgubiti oko 40% volumena i pretrpjeti redukciju primarne poroznosti za oko 44%. Kako je tlačno otapanje, kao jedan od dva povezana procesa kemijske kompakcije, uvijek udruženo s cementacijom, smanjivanje poroznosti će redovito biti veće od vrijednosti dobivenih samo procesom tlačnoga otapanja. Istraživanja Coogana & Manusa (1975) pokazuju da će sediment s romboedrijskim načinom pakiranja zrna i primarnom poroznošću od 40% pri tlačnom otapanju uz gubitak volumena od 30% imati ukupno smanjenje poroznosti kemijskom kompakcijom (tlačno otapanje + cementacija) s prvobitnih 40 na 21%, a isti takav sediment pri redukciji volumena tlačnim otapanjem od 50% konačno smanjenje poroznosti kemijskom kompakcijom s prvobitnih 40 na svega 11%.

5.8.2.2. Cementacija na većim dubinama prekrivanja

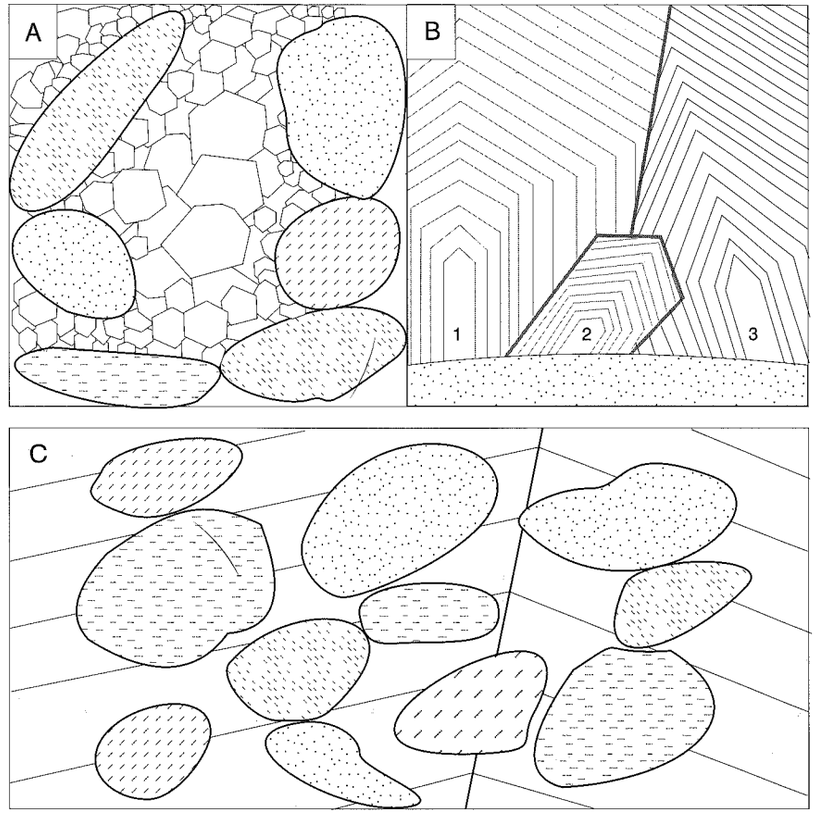
Cementacija na većim dubinama prekrivanja (*burial cementation*), kao drugi glavni proces kemijske kompakcije, općenito se kod vapnenačkih sedimenta uglavnom svodi na izlučivanje krupnokristaliničnog sparitnog kalcitnog cementa (vidi poglavlje 5.4) i/ili baroknog dolomita (*baroque dolomite* - Tucker & Wright, 1990) koji se još naziva i *saddle dolomite*, odnosno **sedlasti dolomit** (odjeljak 6.4.2.2).

Kalcitni cementi koji se izlučuju u karbonatima na većoj dubini prekrivanja pretežito se sastoje od bistrih, krupnih kalcitnih kristala, odnosno sparitnog kalcita (*calcite spar*) unutar četiri dominantna tipa mozaičnih cemenata. To su druzni sparitni kalcitni cement, pojkilotopni sparitni kalcitni cement (sl. 5-17A, C), izometrični izokristalni mozaični sparitni kalcitni cement i sintaksijalni sparitni kalcitni cement (sl. 5-6D).

Druzni sparitni kalcitni cement je najčešći tip cementa kod većine vapnenaca koji su bili izloženi dijagenezi na većoj dubini prekrivanja, ali i kod vapnenaca čija je cementacija vezana uz meteorsku dijagenetsku zonu (vidi odjeljak 5.1.2 i poglavlje 5.4). Odlikuje se karakterističnim načinom ispunjavanja pora tako da se veličina kristala povećava od stijenki prema središtu pora (5-17A i B). Smatra se da je to posljedica ubrzanoga rasta kristala u smjeru osi *c* i bržega rasta jednog na račun drugog kristala. Naime, kad kristali rastu iz zametaka s istog supstrata brže će rasti oni kristali čija os *c* ima veći kut, odnosno koja je bliža okomici na površinu supstrata, pa će takvi kristali ubrzo prerasti kristale čije su osi *c* položene pod blažim kutom prema površini supstrata. Nakon što prerastu kristale na svojim bokovima takvi će kristali prema središtu pore imati sve više slobodnoga prostora za svoj rast, odnosno mogućnost za kristalizaciju u većim kristalnim zrnima (sl. 5-17B).

Ovakav način rasta kalcitnih kristala u druznom sparitnom kalcitnom cementu odgovor je i na pitanje zašto kalcitni kristali kod tog tipa cementa imaju sklonost da su im optičke osi orijentirane okomito na stijenke pora (optička os kalcita je podudarna s osi *c*). Granice između kalcitnih kristala su ravne jer su istodobno jedan uz drugi rasla obadva kristala (sl. 5-17B).

Bitna značajka toga tipa cementa je i mozaični raspored kalcitnih kristala u dvodimenzionalnom presjeku, tj. mikroskopskom izbrusku (sl. 5-17A). Osim toga, kalciti u druznom sparitnom cementu često, posebice u bojenim izbruscima ili pri katodoluminiscentnoj mikroskopiji, pokazuju zonarnost rasta. Odlikuju se mutnom luminiscencijom, ali nerijetko sa svijetlim ili sjajnim zonama (Tucker & Wright, 1990).



Slika 5-17 Shematski prikaz morfoloških i mikrofiziografskih tipova sparitskih kalcitnih cemenata nastalih cementacijom na većim dubinama prekrivanja. **A** - Mozaični druzni kalcitni cement odlikuje se izometričnim kalcitnim kristalima bez određene kristalografske ili optičke orijentacije koji poput mozaika ispunjavaju porne prostore i u jednoj se šupljini ili pori obično povećavaju od njezina ruba prema središtu. **B** - Brzina rasta kristala kalcita kao cementa u pori određena je orijentacijom i kutom nagiba njegove kristalne osi *c* prema površini zrna ili stijenki pore od koje kristal raste: rast je to brži što se os *c* više približava 90°, tj. okomici, pa će okomito orijentirani kristal (1) rasti brže od blago nagnutog kristala (3), a ovaj brže od jako nagnutog kristala (2), što je razlog povećanja kalcitnih kristala u druznom kalcitnom cementu od ruba prema središtu pore. **C** - Pojkilotopni kalcitni cement se odlikuje velikim kristalima koji u sebe uklapaju više različitih zrna.

Pojkilotopni sparitni kalcitni cement se sastoji od nekoliko milimetara velikih kristala kalcita koji u sebe uklapaju različita manja zrna (sl. 5-17C). Smatra se da je nastao vrlo sporom kristalizacijom iz razmjerno malo kristalizacijskih zametaka, iz pornih fluida koji su samo neznatno zasićeni s Ca-hidrogenkarbonatom.

Ovaj tip cementa izlučen na većoj dubini prekrivanja pokazuje značajne razlike od makrokri-

staliničnog sparikalcitnog cementa nastalog pri površinskim i neposredno potpovršinskim dijagenetskim procesima. Posebice su te razlike dobro zamjetljive pri katodoluminiscentnoj mikroskopiji po tomu što pojkilotopni cement ne pokazuje klinasto do luminiscentno zoniranje tipično za luminiscentni kalcitni cement nastao u površinskim i potpovršinskim dijagenetskim procesima, kao i za druzni kalcitni cement nastao na većoj dubini prekrivanja.

Osim toga, pojkilotopni kalcitni cement izlučen na većim dubinama prekrivanja pokazuje posebne fenomene karakteristične za uvjete u velikim dubinama prekrivanja, kao što su često frakturiranje kristala, pojavljuje se u intergranularnim porama zrna čije su konture pretrpjele tlačno otapanje i pokazuju tlačno-suturirane ili stilolitne kontakte, kalcitni kristali sadrže produkte termalne degradacije ugljikovodika, u pravilu pirobitumena, a često su obogaćeni željezom (= ferokalcit) i manganom, a izrazito siromašni stroncijem (Moore, 1989).

Izometrični izokristalni mozaični sparitni kalcitni cement je na većim dubinama prekrivanja razmjerno rijedak (sl. 5-6B), a u mnogim slučajevima se zapravo radi o druznom sparitskom kalcitnom cementu ako je mikroskopski izbrusak izrađen kao poprečni presjek kroz kalcitne kristale, odnosno paralelno sa supstratom na kome oni rastu. Druga je mogućnost da je nastao rekristalizacijom nekog prijašnjeg cementa (Tucker & Wright, 1990), pa ga mnogi autori uopće i ne smatraju cementom nastalim na većim dubinama prekrivanja.

Sintaksijalni sparitni kalcitni cement se obično pojavljuje u grejnstonima kao sintaksijalni obrub sastavljen od jednog velikog kalcitnog kristala oko bioklasta bodljikaša (vidi poglavlje 5.4, sl. 5-6D), pri čemu u njega može biti uklopljeno više drugih zrna i/ili može pokazivati jasnu zonarnost.

Za razliku od sintaksijalnog obrubnog kalcitnog cementa nastalog u marinskoj, miješanoj ili meteorskoj zoni takav cement nastao na većoj dubini prekrivanja općenito je bistriji, bogatiji inkluzijama i sadrži ostatke ranije nastalih preraštanja (Tucker & Wright, 1990).

Barokni dolomit ili *saddle dolomite*, koji kao cement nastaje na većim dubinama prekrivanja, obično sadrži 5 i više tež. % Fe, odnosno 15 i više mol. % $FeCO_3$ (= ferodolomit). Odlikuje se svinutim - sedlastim - terminalnim površinama i pukotinama kalavosti, o čemu se podrobnije govori u odjeljku 6.4.2.2. Nastaje uz sudjelovanje ugljikovodika na većim dubinama prekrivanja pri temperaturama između 60 i 150 °C ili kao ispuna šupljina ili kao mineralna tvar koja potiskuje okolne karbonate u stijeni (Radke & Mathis, 1980; Moore, 1989).

6. Dolomitizacija i dolomiti

6.1. Fizikalni, kemijski i petrološki uvjeti postanka dolomita

6.1.1. Fizikalno-kemijski čimbenici

Mineral dolomit, $CaMg(CO_3)_2$, vrlo se teško ili se uopće ne izlučuje izravno iz morske vode kao primarni mineral, već uglavnom nastaje potiskivanjem aragonita, Mg-kalcita i kalcita. Do takva potiskivanja može doći neposredno nakon izlučivanja i taloženja tih minerala, pa nastaju **ranodijagenetski dolomiti** ili "sinsedimentacijski dolomiti", odnosno "primarni dolomiti". Ako se potiskivanje zbiva u već očvrsnutim stijenama - vapnencima, tad su to **kasnodijagenetski dolomiti**, odnosno "*postsedimentacijski dolomiti*" ili "*sekundarni dolomiti*".

Ranodijagenetski procesi dolomitizacije zbivaju se u površinskim ili neposredno potpovršinskim uvjetima, a kasnodijagenetski na većoj dubini prekrivanja (*burial dolomitization*). U sedimentološkoj literaturi ranodijagenetska dolomitizacija se objašnjava periplimnim (*peritidalnim*) evaporacijskim modelom, refluksijskim modelom (*reflux model*) odnosno modelom povratnoga strujanja, modelom miješane zone i modelom kapilarne koncentracije, a kasnodijagenetska dolomitizacija hidrotermalnim modelom dolomitizacije na većoj dubini prekrivanja (Tucker, 1993).

Smatra se da je najviše dolomita nastalo blizu površine ili plitko pod površinom, ali da su oni tijekom dijageneze na većoj dubini prekrivanja zbog prekristalizacije pretrpjeli značajne strukturno-teksturne i kemijske promjene zbog kojih se nisu očuvali jasni pokazatelji tipični za takve tipove dolomita (vidi odjeljke 6.4.1.1, 6.4.1.2, 6.4.2.1 i 6.4.2.2).

Lakše nastajanje dolomita dolomitizacijom, tj. potiskivanjem kalcita ili aragonita, nego izravnim izlučivanjem iz morske vode posljedica je toga što se teško mogu stvarati minerali koji bi bili sastavljeni od dviju ili više vrsta neekvivalentnih kationa sličnih ionskih radijusa i velike mogućnosti izomorfnih zamjena mjesta u kristalnoj rešetki, kako je to slučaj s Ca^{2+} i Mg^{2+} ionima ("*simplicity principle*" - Goldsmith, 1953), kao i zbog jake hidratacije Mg iona. Naime, mineral dolomit dvosol je Ca-karbonata i Mg-karbonata s kristalnom rešetkom u kojoj se pravilno redaju slojevi $CaCO_3$ sa strukturom kalcita i slojevi $MgCO_3$.

Iz morske vode dolomit se ne izlučuje ili se izlučuje vrlo teško zbog:

- visokog ionskog potencijala morske vode i stalna izlučivanja Ca-karbonata,
- jake hidratacije Mg^{2+} iona i
- niske aktivnosti CO_3^{2-} iona.

Pri tome je glavna smetnja izlučivanju minerala dolomita iz morske vode kompleksnija uređenost njegove kristalne rešetke u odnosu na kristalnu rešetku kalcita, aragonita i visokomagnezijskog kalcita, koji se zbog toga mnogo lakše izlučuju iz morske vode i imaju prednost pred izlučivanjem dolomita. S obzirom na to da dolomit znatno lakše nastaje u prisutnosti karbonatnog aniona CO_3^{2-} negoli u prisutnosti bikarbonatnog aniona HCO_3^-, koji se nalazi u morskoj vodi, jasno je zašto dolomit uglavnom nastaje dolomitizacijom iz aragonita, kalcita i Mg-kalcita, a ne izravnim izlučivanjem iz morske vode.

Dolomitizaciju pospješuju otopine s povišenim sadržajem alkalija i otopine s visokim pH i prevladavanjem CO_3^{2-} iona nad HCO_3^- ionom. Morska voda ima pH od 7,8 do 8,2 i otopljeni karbonat većinom u obliku HCO_3^- iona ili neioniziranog H_2CO_3, a ne CO_3^{2-} iona. To je, ujedno, i objašnjenje zašto u talozima na morskome dnu prak-

tično i ne postoji u petrološkom pogledu značajnija dolomitizacija.

Međutim, do dolomitizacije u normalnoj morskoj vodi ipak može doći u posebnim slučajevima, kao npr. na velikoj dubini prekrivanja u vapnencima koji se nalaze u dubokomorskoj dijagenetskoj zoni (sl. 5-1), gdje je morska voda podzasićena u odnosu na kalcit a zasićena u odnosu na dolomit (Saller, 1984), te pri tzv. **Kohoutovoj termalnoj konvekciji** (vidi odjeljak 6.3 i sl. 6-7).

Proces potiskivanja kalcita ili aragonita dolomitom samo uz dovođenje Mg može se prikazati sljedećom kemijskom reakcijom u kojoj uz kalcit (ili vapnenac) sudjeluje Mg ion iz otopine, a otopinom se odstranjuje oslobođeni Ca ion:

$$\underset{\text{kalcit}}{2\,CaCO_3} + Mg^{2+} \rightarrow \underset{\text{dolomit}}{CaMg(CO_3)_2} + Ca^{2+}$$

Ova se reakcija, odnosno proces dolomitizacije, može ostvariti samo uz prisutnost otopine kojom se donose Mg ioni, a odnose oslobođeni Ca ioni. Ako nema odstranjivanja Ca iona ubrzo se uspostavlja kemijska ravnoteža Mg i Ca iona u otopini i prekida se proces potiskivanja kalcita dolomitom. Prema proračunima izmjene slobodne energije za dolomitizaciju bi prema toj reakciji (Hsü, 1967) bila dovoljna otopina s molarnim odnosom Mg/Ca već od 0,67, dakle, dolomitizacija bi se zbivala i pod djelovanjem morske vode (molarni odnos Mg/Ca = 5,26). U prirodi se, međutim, dolomitizacija uglavnom ne zbiva prema toj reakciji, jer se ubrzo bitno snizi molarni odnos Mg/Ca zbog prevelikog oslobađanja Ca iona i njegovog sporog ili nikakvog odstranjivanja.

Smatra se da se dolomitizacija zapravo zbiva uz dovođenje Mg iona i karbonatnog aniona CO_3^{2-} i potrošnju svih raspoloživih Ca iona, pa tada nije potrebno odstranjivanje Ca iona iz kalcita ili aragonita. To je proces dolomitizacije koji se prema Lippmanu (1973) može prikazati reakcijom:

$$\underset{\text{kalcit}}{CaCO_3} + Mg^{2+} + CO_3^{2-} \rightarrow \underset{\text{dolomit}}{CaMg(CO_3)_2}$$

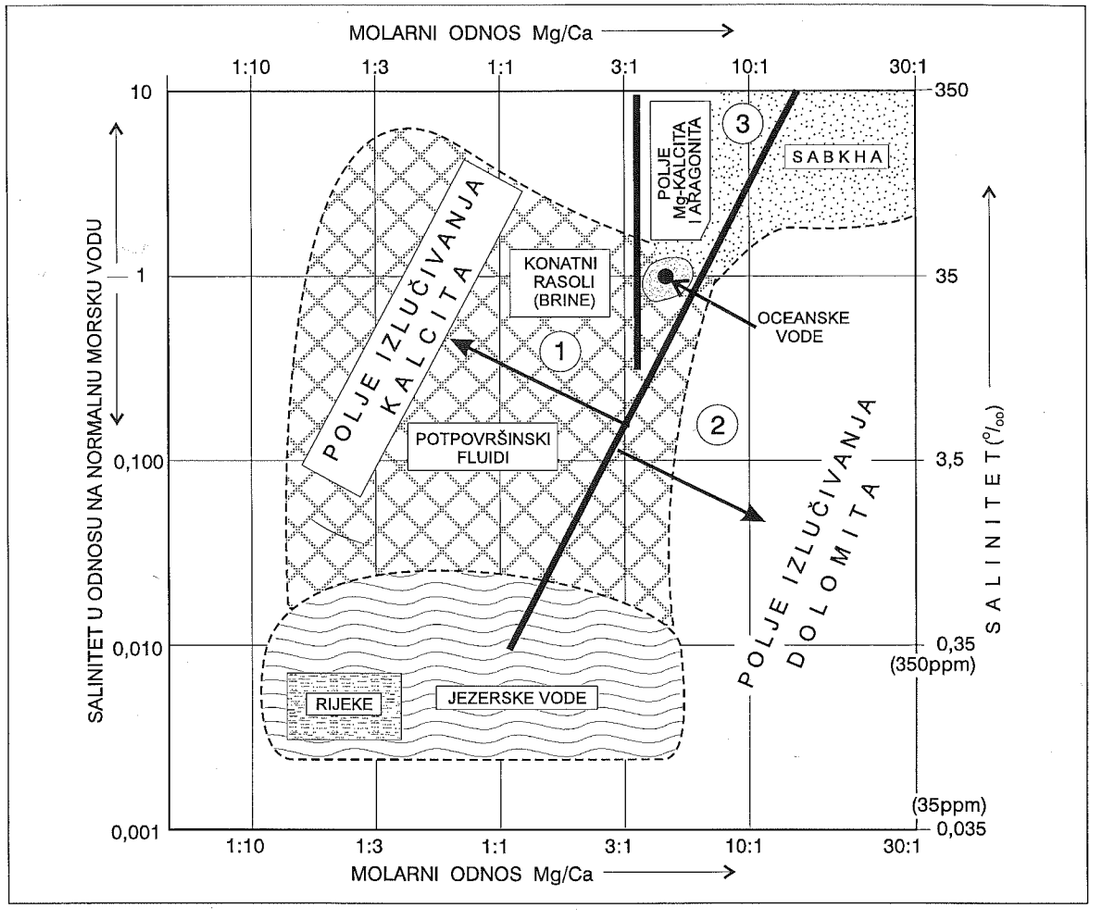
Budući da je dolomitna rešetka gušće pakirana od kalcitne i aragonitne, pri potpunoj dolomitizaciji vapnenca sastavljenog samo od kalcita u dolomitu nastaje dodatna poroznost od 12,9 %, a kod dolomitizacije aragonitnih sedimenata od 5,5 %.

Dok je meteorska voda zasićena u odnosu na kalcit, a podzasićena u odnosu na dolomit, morska voda može biti zasićena s obzirom i na dolomit i na kalcit, a miješane morske i slatke vode s 5 do 50% morske vode podzasićene su u odnosu na kalcit i prezasićene u odnosu na dolomit (Badiozamani, 1973). To, drugim riječima, znači da su za dolomitizaciju pogodne porne otopine **miješane podzemne zone** (sl. 5-1, 6-2 i 6-3), ako sadrže mješavinu slatke vode s 5-50 % morske vode, jer je u njima nestabilan kalcit, a zbog prezasićenosti dolomit je stabilan, čime je omogućeno njegovo izlučivanje (vidi odjeljak 6.2.2).

Izlučivanje karbonatnih minerala - kalcita, aragonita, Mg-kalcita i dolomita - iz vodenih otopina izravno je ovisno o kemizmu fluida. Posebice veliku ulogu pri tomu imaju salinitet i sadržaj Mg i Ca, odnosno molarni odnos Mg/Ca, jer se pojedini karbonatni minerali mogu izlučivati samo pri strogo određenim vrijednostima međusobnih odnosa saliniteta i sadržaja Mg i Ca u otopini. Tim međusobnim vrijednostima zapravo su definirana tri polja u kojima su moguća izlučivanja karbonatnih minerala (Folk & Land, 1975). To su: 1) polje kalcita, 2) polje dolomita i 3) polje Mg-kalcita i aragonita (sl. 6-1).

Polje izlučivanja dolomita, kako to pokazuje slika 6-1, nalazi se izvan kemizma vode otvorenih mora (oceana), tj. normalnoga saliniteta (≈ 35‰) i uobičajenog molarnog odnosa Mg/Ca (= 5,26), a izrazito je vezano uz hiperslane saline i/ili sabkhe sa salinitetom >35‰ pa do 350‰ i molarnim odnosom Mg/Ca od minimalno 6-15 pa sve do 30.

Osim toga, polje izlučivanja dolomita nalazi se i unutar područja osladenih potpovršinskih fluida i slatke vode sa salinitetom od 0,35 do 35‰ i molarnim odnosom Mg/Ca između 1 i 6 (sl. 6-1).



Slika 6-1 Polja izlučivanja kalcita, dolomita, Mg-kalcita i aragonita s obzirom na međusobne odnose saliniteta i molarnog odnosa Mg/Ca u fluidima (prema Folk & Land, 1975). Vode otvorenih mora (oceana) normalnoga saliniteta (≈ 35‰) i uobičajenog molarnog odnosa Mg/Ca (= 5,26) izvan su polja izlučivanja dolomita, tj. pripadaju polju (1) = izlučivanje kalcita i polju (3) = izlučivanje Mg-kalcita i aragonita. Polje izlučivanja dolomita (2) obuhvaća hiperslane vode *sabkha* (salinitet >35‰ pa do 350‰, a molarni odnos Mg/Ca od minimalno 6 do 15 pa i do 30) te osladene i miješane potpovršinske fluide i površinske slatke vode (salinitet bitno manji od morske vode: 0,35-35‰, a molarni odnos Mg/Ca između 1 i 6).

6.1.2. Stehiometrijski i Ca-dolomiti i metode određivanja Ca-suviška u dolomitima

Dolomit koji sadrži točan stehiometrijski odnos Ca i Mg karbonata, tj. 54,23 % $CaCO_3$ i 45,77 % $MgCO_3$, odnosno jednak broj molova Ca i Mg-karbonata je **stehiometrijski dolomit** i označava se kao $Ca_{50}Mg_{50}$-dolomit. Međutim, u prirodi se malokad nalaze stehiometrijski čisti dolomiti. U pravilu, to su dolomiti koji u odnosu na stehiometrijski sastav sadrže više Ca-iona od stehiometrijski potrebnog, jer se u $MgCO_3$ sloju kristalne rešetke dolomita umjesto pojedinih Mg-iona ugrade Ca-ioni. Za takve dolomite kažemo da imaju Ca-suvišak ili ih zovemo **dolomiti s Ca-**

suviškom, odnosno **Ca-dolomiti**, a ponekad se još nazivaju i "protodolomiti". Međutim, pod terminom "protodolomiti" (Goldsmith & Graf, 1958) danas se uglavnom smatraju sintetički stvoreni dolomiti koji sadrže Ca-suvišak.

Dolomiti s Ca-suviškom ili **Ca-dolomiti** označavaju se tako da se brojčano izrazi koliko je molova Ca-karbonata više, a koliko molova Mg-karbonata manje od stehiometrijskog sastava, na primjer $Ca_{56}Mg_{44}$-dolomit. Posljedica zamjene Mg iona Ca ionom jest porast razmaka slojeva u kristalnoj rešetki dolomita, jer je ionski radijus Ca iona veći od Mg iona. Ta se promjena može dobro istražiti rentgenskom difrakcijom uz primjenu nekog standarda (halit, fluorit, kvarc).

Rentgensku metodu određivanja sastava dolomita s obzirom na Ca-suvišak razradili su Goldsmith et al. (1955) te Füchtbauer & Goldschmidt (1965) na osnovi pomaka d_{104} vrijednosti najjačeg refleksa dolomita, koji se ovisno o Ca-suvišku pomiče od oko d = 2,886 do d = 2,942 Å. Dolomiti koji imaju Ca-suvišak, tj. dolomiti čiji sastav nije stehiometrijski, manje su stabilni, lakše topljivi i podložniji kalcitizaciji od stehiometrijskih dolomita (poglavlje 6.5).

Unutar dolomitnoga kristala Ca-suvišak obično nije homogeno raspoređen, već je unutar jednog kristala često zonaran (Tišljar, 1976), što se lijepo vidi po zonarnoj nepotpunoj dedolomitizaciji velikih dolomitnih kristala kod obojenih mikroskopskih izbrusaka (sl. 6-13A, B i D). Osim zonarnog rasporeda Ca-suviška Ca-dolomiti obično sadrže i Fe ione, kao i Sr ione, koji također mogu biti zonarno raspoređeni, u pravilu s porastom udjela Fe od središta prema rubu romboedrijskoga kristala i opadanjem udjela Sr od jezgre prema rubu kristala (Nicolaides, 1997).

Kod idealne kristalne rešetke dolomita s idealno raspoređenim atomima Ca, C i O, odnos je intenziteta refleksa $CaCO_3$ i $MgCO_3$ sloja kod rentgenske difrakcije jednak, a u svim drugim slučajevima taj je odnos <1 i njime se označava **stupanj uređenosti kristalne rešetke dolomita**. On se određuje tako da se s rentgenograma izmjere površine refleksa kod 35,3 i 37,3 CuK_α i izračuna njihov međusobni odnos, koji bi u idealnom slučaju morao biti 1, ali je kod dolomita u prirodi redovito <1 (Goldsmith & Graf, 1958). Stupanj uređenosti rešetke ovisi o uvjetima u kojima nastaje dolomit: što su oni povoljniji, tj. idealniji, to će i uređenost rešetke biti viša, bliža 1, odnosno idealnom stupnju uređenja rešetke.

S obzirom na stehiometrijski sastav i Ca-suvišak te strukturne značajke dolomita i njihov odnos prema evaporitima razlikuju se tri glavne skupine dolomita (Morrow, 1982a):

1) krupnokristalinični **"šećerasti"** dolomiti (*sucrosic dolomites*), po sastavu uglavnom blizu stehiometrijskom dolomitu ($Ca_{50-51}Mg_{50-49}$-dolomiti);
2) sitnokristalinični dolomiti koji nisu asocirani s evaporitima i sadrže razmjerno visoki Ca-suvišak ($Ca_{54-56}Mg_{46-44}$-dolomiti), i
3) sitnokristalinični dolomiti asocirani s evaporitima po sastavu bliski stehiometrijskom dolomitu ($Ca_{51-52}Mg_{49-48}$-dolomiti).

Prvoj skupini u pravilu pripadaju kasnodijagenetski dolomiti (vidi odjeljak 6.4.2) nastali na većoj dubini prekrivanja (sl. 5-1), čiji je približno stehiometrijski sastav odraz polaganog rasta kristala iz jako razrijeđenih i magnezijem siromašnih otopina povišene temperature. Sibley (1982) u tu skupinu ubraja porozne "šećeraste" dolomite sastavljene od krupnih, mozaičnih euhedralnih ili idiotipnih kristala koji često imaju bistri rub i od inkluzija zamućeno središte (sl. 6-12B, D).

Drugoj i trećoj skupini pripadaju, općenito gledano, ranodijagenetski dolomiti (vidi odjeljak 6.4.1 i sl. 6-9B i 6-10), nastali na površini Zemlje ili neposredno pod njom. Druga skupina dolomita, odnosno sitnokristalinični Ca-dolomiti ili dolomiti s visokim Ca-suviškom, u pravilu nastaju uz sudjelovanje otopina s nižim Mg/Ca molarnim odnosom, posebice u područjima s humidnom klimom (odjeljak 6.2.1) ili u miješanoj zoni morske i slatke vode (odjeljak 6.2.2).

RECENTNA DOLOMITIZACIJA	KLIMA I TEMPERATURA	MOLARNI ODNOS Mg/Ca	SASTAV DOLOMITA
Florida Kay	humidna	40	$Ca_{58-67}Mg_{42-33}$
Karibi	blago aridna	30	$Ca_{54-56}Mg_{46-44}$
Perzijski zaljev	jako aridna 35°C	11	$Ca_{50-55}Mg_{50-45}$
Kara Bogaz	jako aridna 35°C	10	$Ca_{50-58}Mg_{50-42}$
Coorong jezera	>35°C	5-20	$Ca_{52-58}Mg_{48-42}$

Tablica 6-1 Odnos sastava dolomita prema klimi, temperaturi i molarnom odnosu Mg/Ca u nekim recentnim ranodijagenetskim dolomitima.

Treća skupina dolomita je karakteristična za ranodijagenetsku dolomitizaciju u uvjetima aridne klime i visokog molarnog odnosa Mg/Ca uz izlučivanje gipsa, anhidrita i aragonita (vidi odjeljak 6.2.1, sl. 6-2A i 6-4). Smatra se da u takvim uvjetima nastaju ranodijagenetski dolomiti to bliži stehiometrijskom sastavu što otopina sadrži višu koncentraciju Mg i ima viši molarni odnos Mg/Ca (vidi tablicu 6-1).

U rešetki dolomita Ca i Mg mogu biti zamijenjeni i dvovalentnim Fe, pa tako nastaje **ferodolomit** (>2 mol. % $FeCO_3$), poznat pod nazivom **ankerit**, tj. željezom bogati dolomit.

6.2. Ranodijagenetska dolomitizacija

Ranodijagenetska dolomitizacija, odnosno "singenetski ili sinsedimentacijski" postanak dolomita, zbiva se, kako to pokazuju brojna istraživanja recentnih primjera (Kinsman, 1964; Friedman, 1964; Illing et al., 1965; Butler, 1969; Hsü & Siegenthaler, 1969; Evans et al., 1969; Von der Borch, 1976a, b; Von der Borch & Lock, 1979; Moore, 1989; Tucker & Wright, 1990; Tucker, 1993), u još nevezanim talozima. Taj se proces odvija u natplimnoj zoni, odnosno na *supratidalu* u salinama ili *sabkhama* ili u izoliranim lagunama, zaljevima i slanim jezerima gdje se zbog jakog isparavanja doseže potrebna koncentracija Mg iona, te u miješanoj zoni slatke i morske vode (sl. 6-1). Na *supratidalu* ranodijagenetska dolomitizacija se zbiva u talozima koji se nalaze iznad srednje razine plime i koji su povremeno natapani morskom vodom pri visokim plimama i/ili olujnim valovima (odjeljak 13.2.1), a u lagunama, priobalnim salinama (odjeljak 13.2.2) i slanim jezerima samo ako je isparavanje vode jače od dotoka vode, bilo morske ili oborinske.

Ranodijagenetska će dolomitizacija nastupiti u spomenutim okolišima ako su zadovoljeni još i svi drugi klimatski, kemijski i fizikalni uvjeti. Kako to pokazuju brojni recentni primjeri (Perzijski zaljev, Bonaire, Florida Keys, Kara Bogaz, Karibi i dr.), ranodijagenetska dolomitizacija zahtijeva srednju godišnju temperaturu od 30 °C i više, te molarni odnos Mg/Ca između 15 i 30. U normalnoj morskoj vodi taj je odnos oko 5,26. Iz ovoga jasno izlazi da nema ranodijagenetske dolomitizacije tek nataloženih karbonatnih taloga na morskome dnu pri normalnom ili malo povišenom salinitetu i uobičajenim temperaturama morske vode, kako to prikazuje slika 6-1. Loweringovi (1969) pokusi pokazuju da je za dolomitizaciju pri temperaturi vode od 0 °C potreban molarni odnos Mg/Ca > 16, a kod temperature od 25 °C > 5,26, tj. viši od onog u morskoj vodi.

Smatra se da bi najniža temperatura kod koje je u prirodi moguća ranodijagenetska dolomitizacija morala biti >30 °C, a optimalni molarni odnos Mg/Ca između 10 i 40. Ti su odnosi kod nekih primjera recentne ranodijagenetske dolomitizacije prikazani u tablici 6.1.

Izvor Mg za ranodijagenetsku dolomitizaciju jest morska voda koja sadrži oko 1.290 ppm Mg (= 0,0526 mola na litru) i 441 ppm Ca (= 0,01 mol na litru), što odgovara Mg/Ca molarnom odnosu 5,26 ili težinskom odnosu Mg/Ca 3,14. Usporedbe radi, meteorska voda sadrži prosječno oko 15 ppm Ca i 4 ppm Mg i ima molarni odnos Mg/Ca oko 0,44. Ranodijagenetsku dolomitizaciju uzrokuju i potiču:

- smanjivanje sadržaja sulfata u morskoj vodi,
- evaporacija morske vode uz povišenje molarnoga odnosa Mg/Ca, i
- razrijeđenje morske vode slatkom vodom, čime se snižava ionski potencijal.

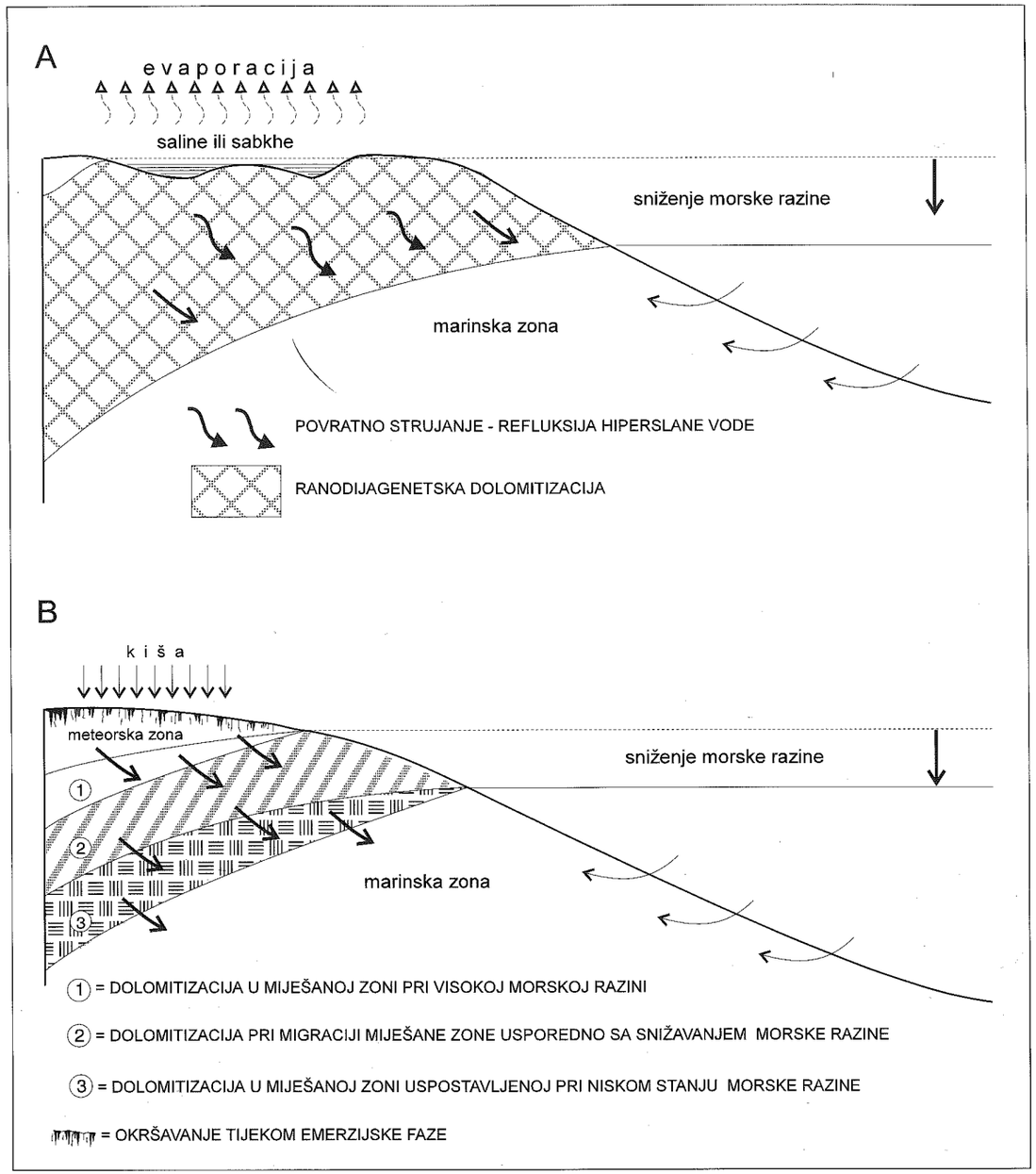
Povišenje molarnog odnosa Mg/Ca potrebno da bi se u *supratidalnim* uvjetima i evaporitnim priobalnim okolišima mogao odvijati proces ranodijagenetske dolomitizacije uvjetovano je snažnim isparavanjima, odstranjivanjem Ca iona zbog prethodnog izlučivanja kalcita, gipsa ili anhidrita te povećanjem koncentracije CO_3^{2-} iona zbog oksidacije organske tvari i životne djelatnosti bakterija koje reduciraju sulfate (Lippman, 1973). Već i najmanje povećanje koncentracije CO_3^{2-} iona, kako to izlazi iz konstante produkta topljivosti, mora smanjiti koncentraciju Ca^{2+} iona, a to povećava molarni odnos Mg/Ca u otopini.

6.2.1. Ranodijagenetska dolomitizacija u periplimnim/evaporacijskim uvjetima

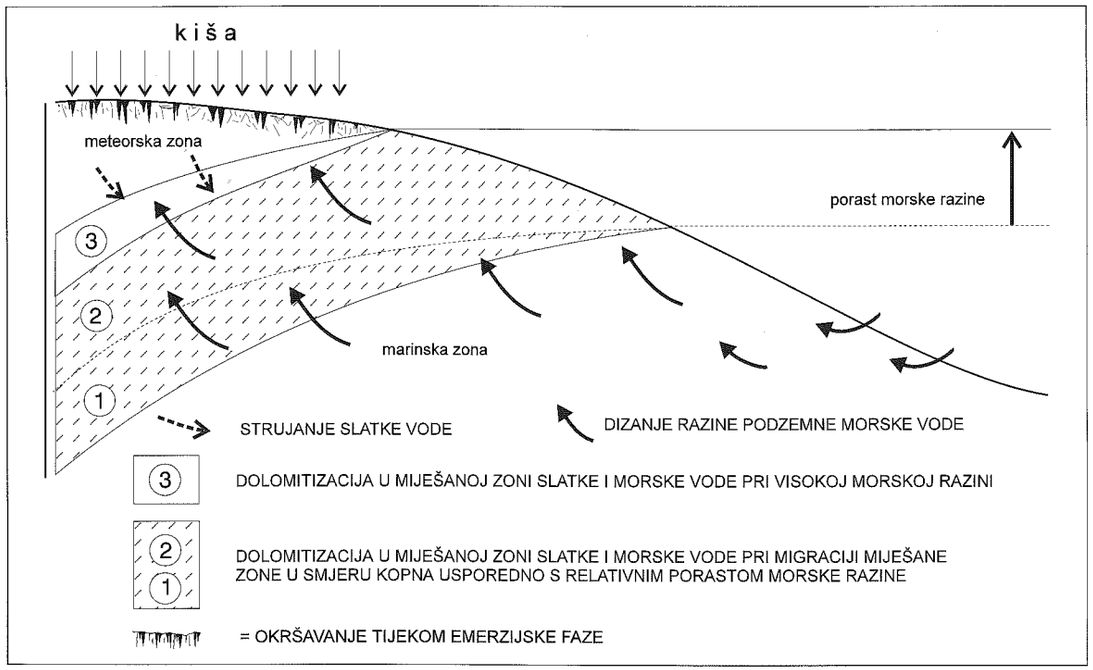
Ranodijagenetska dolomitizacija u periplimnim/evaporacijskim uvjetima zbiva se po jednom ili kombinacijom nekoliko refluksijskih modela (*reflux model*), kako to pokazuju brojni recentni primjeri na plimnim ravnicama, gornjemu plimnom i natplimnom okolišu (odjeljak 13.2.1), u priobalnim evaporitnim jezerima ("Coorong model"), u hiperslanim lagunama i obalnim *sabkhama* (odjeljak 13.2.2). U svim tim slučajevima ključni čimbenik dolomitizacije jest isparavanje morske vode kojom se povremeno pri visokim plimama i olujnim valovima natapaju karbonatni talozi ili pak isparavanje vode koja je na taj način naplavljena i zaostala u udubljenjima na *supratidalnoj* zoni u obliku slanih jezeraca, salina i *sabkha* nakon relativnih snižavanja i/ili dizanja morske razine (vidi odjeljke 13.2.1 i 13.2.2).

Relativno dizanje ili spuštanje morske razine i klima najvažniji su čimbenici kojima je regulirana ranodijagenetska dolomitizacija. Tako će se, primjerice, pri relativnom spuštanju morske razine ranodijagenetska dolomitizacija zbivati u površinskim dijelovima taloga po nekom od periplimnih/evaporacijskih modela samo u područjima s aridnom klimom (sl. 6-2A i 6-4), dok će se u područjima s humidnom klimom dolomitizacija zbivati u potpovršinskim talozima u miješanoj zoni slatke i morske vode (sl. 6-2B i 6-3; odjeljak 6.2.2).

Pri relativnom spuštanju morske razine, kad nastaje sistemski trakt niske razine - LST (vidi odjeljak 12.2.1) - na unutarnjem dijelu karbonatne platforme ili šelfa, ako je klima jako suha - aridna (sl. 6-2A), stvorit će se u depresijama hiperslana jezerca, saline, *sabkhe* ili izolirane lagune od zaostale morske vode. One omogućavaju ranodijagenetsku dolomitizaciju u zajednici s evaporitima po nekom od niže opisanih refluksijskih ili evaporacijskih modela. Za razliku od područja s humidnom klimom procesi okršavanja u aridnim su klimatskim područjima znatno slabiji ili ih uopće nema. Poznati su brojni primjeri ranodijagenetskih dolomita u zajednici s evaporitima koji se mogu objasniti relativnim spuštanjem morske razine i aridnom klimom, primjerice u gornjopermskim naslagama zapadne Europe (Zechstein), permu Delavarskog bazena (Tucker, 1993) te gornjem permu središnjeg dijela Dinarida (sl. 9-4 - Tišljar, 1992).



Slika 6-2 Shematski prikaz modela ranodijagenetske dolomitizacije pri relativnom snižavanju morske razine. **A** - Evaporacijsko-reflukcijska dolomitizacija u uvjetima suhe - aridne - klime uzrokovana snižavanjem morske razine i stvaranjem hiperslanih *sabkha* i salina u plićacima unutarnjega dijela karbonatne platforme. **B** - Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode u uvjetima vlažne - humidne - klime pri migraciji miješane zone u smjeru mora zbog relativnog snižavanja morske razine.



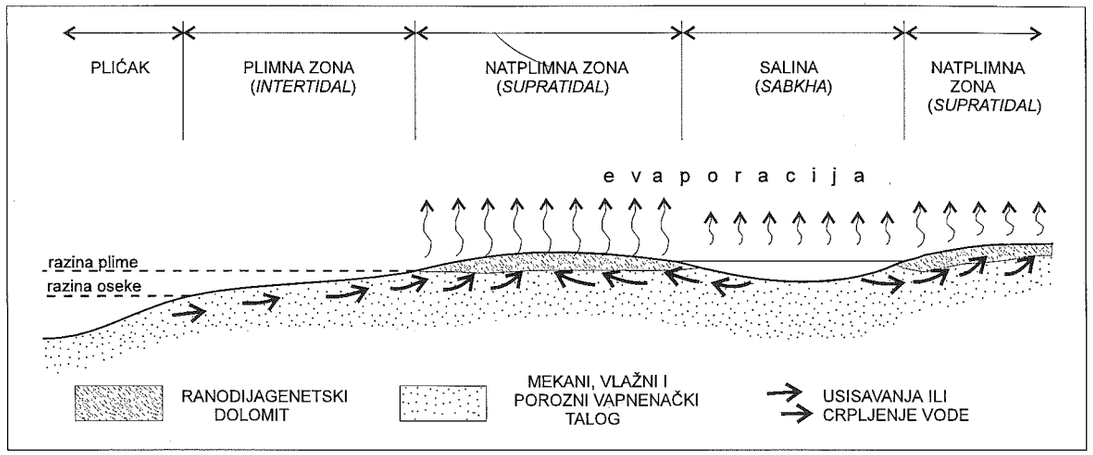
Slika 6-3 Shematski prikaz dolomitizacije u miješanoj zoni slatke i morske vode u uvjetima vlažne (humidne) klime pri migraciji miješane zone u smjeru kopna zbog dizanja morske razine, kad nastaju sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije (TST) i sistemski trakt visoke razine (HST).

Aridna ili humidna klima imaju također ključnu ulogu na procese ranodijagenetske dolomitizacije i u slučajevima relativnog dizanja morske razine (sl. 6-3), kad nastaju sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije - TST i sistemski trakt visoke razine - HST (odjeljak 12.2.1). U područjima s aridnom klimom pri relativnom dizanju morske razine moguća je ranodijagenetska dolomitizacija po evaporacijskom/reflukcijskom modelu (sl. 6-5), kao i modelu miješane zone slatke i morske vode, a u područjima s humidnom klimom (sl. 6-2B) uglavnom samo po modelu miješane zone slatke i morske vode (Tucker, 1993).

Ovisno o tome kojim je mehanizmom osiguran potreban donos Mg iona i održavanje prijeko potrebnog visokog Mg/Ca molarnog odnosa u evaporacijskim uvjetima, razlikuje se pet osnovnih modela ranodijagenetske dolomitizacije. To su model kapilarne koncentracije, model evaporitnog crpljenja, refluksijski model ili model povratnog crpljenja, "Coorong" model, model evaporacije hiperslanih laguna i model miješane zone slatke i morske vode.

6.2.1.1. Ranodijagenetska dolomitizacija po modelu kapilarne koncentracije

Ranodijagenetska dolomitizacija po modelu kapilarne koncentracije zbiva se zbog povećanja koncentracije Mg iona isparavanjem morske vode u porama još neočvrsnutih karbonatnih taloga u gornjem *intertidalnom* i *supratidalnom* okolišu, tj. "kapilarnom koncentracijom" ("*capillary concentration*" - Friedman & Sanders, 1967). Budući da je isparavanje morske vode najjače pri samoj po-

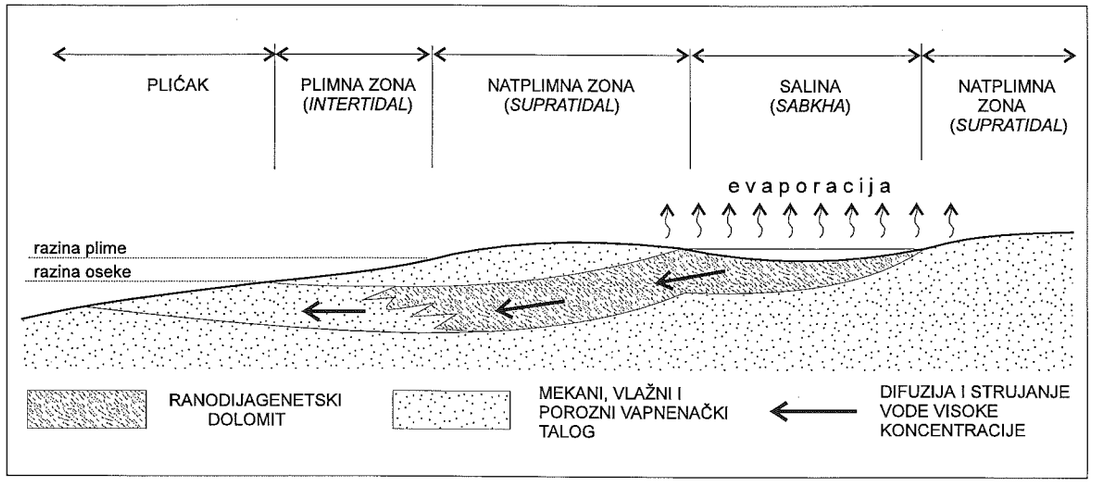


Slika 6-4 Model ranodijagenetske dolomitizacije procesom "evaporitnoga crpljenja" (*evaporite pumping* - Hsü & Siegenthaler, 1969).

vršini taloga, dolomit u početku procesa nastaje samo u površinskom dijelu taloga, a daljnjim isparavanjem vode iz pora dubljeg dijela taloga dolomitizacija prodire sve dublje. Proces se prekida ili nakon što je isparena sva voda iz pora ili nakon što je potrošen sav magnezij iz porne vode, a obnavlja se pri ponovnom naplavljivanju morske vode na talog pri visokim plimama ili olujnim valovima (odjeljak 13.2.1). Ako se razina mora podigne toliko da potpuno preplavi *supratidal* i talog dospije ispod razine najniže oseke ranodijagenetska dolomitizacija se prekida, jer morska voda više ne može isparavanjem postići minimalni molarni odnos Mg/Ca potreban za dolomitizaciju. Na nastali tanki sloj ranodijagenetskog dolomita u tom se slučaju nastavlja taloženje potplimnog ili plimnog vapnenačkog sedimenta, tj. vapnenca. Takvim modelom ranodijagenetske dolomitizacije u kombinaciji s autocikličnim procesima, relativnim snižavanjem morske razine i migracijom leće miješane slatke i morske vode objašnjene su ritmične izmjene - ciklusi - ranodijagenetskih *supratidalnih* dolomita i kasnodijagenetskih dolomita nastalih kasnodijagenetskom dolomitizacijom plimnih i potplimnih vapnenaca u berijasu zapadne Istre (Tišljar, 1976; Tišljar et al., 1983b).

6.2.1.2. Ranodijagenetska dolomitizacija po modelu evaporitnog crpljenja

Model "evaporitnog crpljenja" ("*evaporite pumping*" - Hsü & Siegenthaler, 1969) zasniva se na jakom isparavanju morske vode iz pora karbonatnog taloga natplimne zone na kojoj postoje mala slana jezera ili saline (*sabkhe*) zaostale od povremenog naplavljivanja morske vode visokim plimama ili olujnim valovima (sl. 6-4). Pri intenzivnom isparavanju vode iz taloga u njegovim se porama stvara podtlak. Zbog toga, kao i zato što je talog dobro propustan i što porna voda ima komunikaciju s vodom iz salina ili laguna, u te se pore neprestano usisava ili crpi toliko morske vode iz obližnje saline ili lagune koliko se vode ispari iz taloga. To omogućava kontinuitet pritjecanja vode s visokim molarnim odnosom Mg/Ca, a time i neprekidnost procesa dolomitizacije, dokle god iz salina nije isparena i/ili iscrpljena sva voda ili je natplimna zona trajno preplavljena morem, tj. pretvorena u potplimnu zonu.



Slika 6-5 Shematski prikaz modela ranodijagenetske refluksijske dolomitizacije mehanizmom "povratnog strujanja" (*seepage reflux* - Adams & Rhodes, 1960).

6.2.1.3. Ranodijagenetska dolomitizacija po modelu refluksije ili "povratnog strujanja"

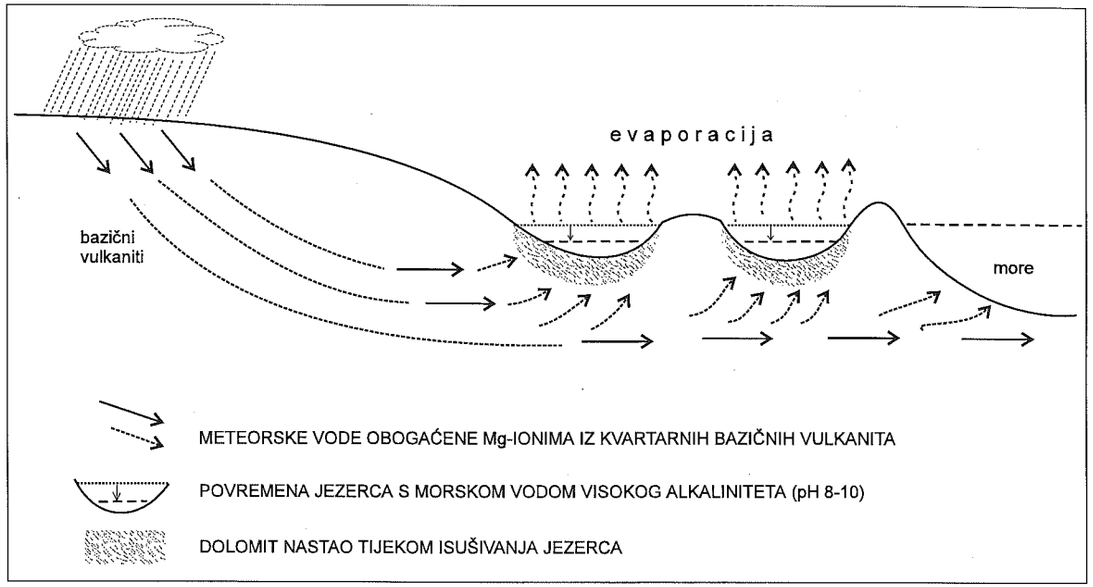
Model refluksije ili "povratnog strujanja" ("*seepage reflux*" - Adams & Rhodes, 1960) obuhvaća neprestano strujanje hiperslanih otopina s visokim Mg/Ca molarnim odnosom iz evaporiranih laguna, salina ili porne vode plimnih ravnica kroz porozne vapnenačke sedimente prema moru (sl. 6-5). Naime, zbog razlike u koncentraciji hiperslane vode izolirane lagune ili saline u odnosu na vodu morskih plićaka, kroz porozne se sedimente procjeđuje i struji voda iz lagune ili saline u plićak nastojeći izjednačiti koncentraciju. Takvo "povratno strujanje" osigurava neprestano donošenje Mg iona i odstranjivanje Ca iona iz taloga, a time i proces dolomitizacije taloga kroz koji se obavlja strujanje vode. Potrebni molarni odnos Mg/Ca u laguni ili salini ostvaruje se snažnom evaporacijom, izlučivanjem kalcita i gipsa ili anhidrita.

Model "povratnog strujanja" nema dobrih analognih primjera kod recentnih dolomita, ali se često primjenjuje za tumačenje postanka dolomita iz različitih geoloških razdoblja, osobito onih koji su udruženi s evaporitima i koji su obogaćeni mikroelementima i izotopima kisika ^{18}O kao posljedicom izlučivanja u evaporacijskim uvjetima (Tucker & Wright, 1990). Dobar primjer asocijacije evaporita i ranodijagenetske dolomitizacije po refluksijskom modelu ili modelu "povratnoga strujanja" fluida iz hiperslanih salina (*brina*) su evaporiti i ranodijagenetski dolomiti u permu (Zechstein) Poljske (Peryt & Scholle, 1996).

Ranodijagenetska dolomitizacija po refluksijskom modelu, tj. "povratnom strujanju" hiperslane vode, obično se zbiva u unutarnjem i/ili priobalnom dijelu karbonatne platforme i pri relativnom spuštanju morske razine u područjima s aridnom klimom gdje se, zbog nedostatka meteorske vode, ne može stvoriti miješana zona slatke i morske vode (sl. 6-2A).

6.2.1.4. Ranodijagenetska dolomitizacija po "Coorong modelu"

"Coorong model" obuhvaća evaporaciju morske i magnezijem bogate meteorske temeljne vode u priobalnim, nestalnim ili *efemernim* alkalnim jezerima koja nastaju iza pješčanih plimnih barijera, kao što je to slučaj u Coorong jezerima u južnoj Australiji. Taj je model detaljno istražio i objasnio Von der Borch (1976a). Coorong jezera povremeno primaju i morsku vodu, ali i meteorsku temeljnu vodu kroz propusne sedimente. Pretežiti dio Mg iona dolazi u jezera temeljnom vodom, a potječe od otapanja kvartarnih bazičnih vulkanskih stijena u sabirnom području tih podzemnih voda (sl. 6-6).



Slika 6-6 "Coorong model" dolomitizacije u evaporacijskim uvjetima. U priobalna morska jezerca, koja u sušnim razdobljima zbog isparavanja ostaju bez vode, tijekom kiša dotječe podzemna voda obogaćena magnezijem nastalim otapanjem mineralnih sastojaka kvartarnih vulkanskih sedimenta (Von der Borch, 1976a).

Dolomitizaciju pospješuje vrlo visoka alkalnost vode u jezerima (pH 8 do 10). Molarni odnos Mg/Ca varira između 1 i 20, ovisno o dotoku i isparavanju vode jezera, jer se količina vode u jezerima zbog jake evaporacije izrazito smanjuje, a u nekoliko najtoplijih, sušnih mjeseci jezera potpuno ostaju bez vode. Na dnu jezera nastaju "algalne" livade, a porastom isparavanja vode na njih se talože mikrokristalasti magnezit, hidromagnezit, aragonit, visokomagnezijski i niskomagnezijski kalcit te dolomit. Dolomit se većinom nalazi u jezerima koja su najudaljenija od morske obale i kod kojih najduže traju razdoblja bez vode, odnosno koja su najduže isušena (Von der Borch, 1976b; Von der Borch & Lock, 1979).

Dolomiti nastaju uglavnom samo na rubnim, isušenim dijelovima jezera kao približno 0,5 μm veliki kristalići koji tvore peletni mulj u obliku stvrdnutih korastih, brečastih, stromatolitnih sedimenata s desikacijskim pukotinama. Ti dolomiti sadrže Ca-suvišak, tj. pripadaju "protodolomitima" sastava $Ca_{52\text{-}58}Mg_{42\text{-}48}$. Pretežito su nastali potiskivanjem aragonita, ali se smatra da bi dio kristaliničnog dolomita mogao nastati i izlučivanjem iz magnezijem bogate temeljne vode pri njezinoj snažnoj evaporaciji u završnome godišnjem ciklusu isušivanja jezera, tj. nakon kristalizacije dolomita koji potiskuje aragonit (Botz & Von der Borch, 1984).

6.2.1.5. Ranodijagenetska dolomitizacija evaporacijom hiperslanih laguna

Ranodijagenetska dolomitizacija evaporacijom hiperslanih laguna nastaje pri snažnoj evaporaciji vode u izoliranim hiperslanim lagunama i jezerima, kako je to slučaj u Kara Bogazu (Teodorović, 1961), Baffin Bayu u Teksasu (Behreus & Land, 1972) i Kuvajtu (Gunatilaka et al., 1984). U Kara Bogazu zbog jake se evaporacije izlučuje gips, čime se iz vode odstranjuje Ca ion, što uzrokuje povišenje Mg/Ca molarnog odnosa i omogućava nastajanje dolomita.

U hiperslanim lagunama u Kuvajtu, dubina kojih ne prelazi 0,5 m, a slanost je uglavnom od 42 do 44, povremeno i do 52‰, nalazi se dolomit s loše uređenom rešetkom sastava $Ca_{51,8}Mg_{48,2}$ u obliku 5 do 10 cm debelih kora po površini aragonitnih peletnih muljeva. Dolomit je nastao potiskivanjem aragonitnih iglica i peleta.

6.2.2. Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode (Dorang model)

Model dolomitizacije u miješanoj zoni morske i slatke vode razradili su i u literaturu gotovo istodobno uveli Badiozamani (1973), tumačenjem dolomitizacije srednjoordovicijskih karbonata Wisconsina, koje je poznato kao **Dorang model**, i Land (1973), tumačenjem dolomitizacije holocenskih i pleistocenskih grebenskih sedimenata na sjevernoj obali Jamajke. Oba ova autora svoja su objašnjenja zapravo temeljili na hipotezi Hanshawa et al. (1971) o dolomitizaciji u meteorskoj vodi tercijarnih karbonata na Floridi. James et al. (1993) dolomitizaciju na malim dubinama prekrivanja, kao i potpovršinsku dolomitizaciju oligomiocenskih vapnenaca južne Australije objašnjavaju cirkulacijom miješane morske i kontinentalne meteorske vode.

Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i meteorske vode iziskuje aktivnu cirkulaciju i crpljenje vode kroz sedimente koji se dolomitiziraju, a to je pak izravno povezano s klimatskim uvjetima i relativnim oscilacijama morske razine. Cirkulacija temeljne vode najintenzivnija je u uvjetima humidne klime s jakim sezonskim oborinama (Tucker & Wright, 1990; Tucker, 1993).

Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode najčešće je izravno povezana s relativnim snižavanjem morske razine, odnosno sa sistemskim traktom niske razine - LST (vidi poglavlje 12.2) u područjima s humidnom klimom, kako je to shematski prikazano na sl. 6-2B, kao i relativnim porastom morske razine u područjima s humidnom klimom (sl. 6-3).

Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode (*mixing zone dolomitization*) može se zbivati u ranodijagenetskoj fazi, prijelaznoj fazi od rane u kasnu dijagenetsku fazu, pa i u kasnodijagenetskoj fazi (sl. 6-2 i 6-3). Ovaj proces dolomitizacije temelji se na činjenici da se dolomit lakše stvara iz mješavine morske i meteorske slatke vode negoli samo iz morske ili samo iz slatke vode (poglavlje 6.1), jer je miješana slatka i morska voda prezasićena i u odnosu na kalcit i u odnosu na dolomit, za razliku od morske vode koja je prezasićena u odnosu na kalcit, a podzasićena u odnosu na dolomit.

Ako je morska voda razrijeđena meteorskom vodom dolomit se lakše izlučuje jer je, u tom slučaju, morskom vodom osiguran donos Mg iona i zadržan molarni odnos Mg/Ca oko 5, a meteorska voda prevladavanjem kinetičkih smetnji omogućava izlučivanje dolomita (Land, 1973; Folk & Land, 1975; Moore, 1989; Tucker, 1993).

Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode osobito je pospješena kad mješavina sadrži između 5 i 50% morske vode. Naime, kako je to već spomenuto, miješana voda s omjerom od 5 do 50% morske i 95 do 50% meteorske vode prezasićena je u odnosu na dolomit, a podzasićena u odnosu na kalcit, a u svim je drugim omjerima prezasićena samo kalcitom (Badiozamani, 1973).

Miješanje slatke i morske vode omogućeno je u talozima koji se nalaze u miješanoj zoni između

leća freatičkih meteorskih obalnih podzemnih voda i normalne morske vode, pri čemu položaj zone morske vode ovisi o fluktuacijama morske razine (Humphrey, 1988). U takvim talozima pod djelovanjem miješanih voda s 5 do 50% morske vode vapnenačke se komponente otapaju i potiskuju dolomitom. Najprije se, u pravilu, izlučuje dolomitni cement u obliku prozirnih, euhedralnih dolomitnih kristala u primarnim intragranularnim i intergranularnim porama, a potom i dolomitni kristali koji potiskuju zrna samog vapnenačkog taloga.

Dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode počinje u ranodijagenetskoj fazi, odnosno dolomitizacija je približno istodobna s taloženjem, ali dugotrajna. Smatra se, naime, da je to vrlo spori proces koji do potpunog potiskivanja vapnenačkih taloga dolomitom traje više desetaka tisuća godina (>200.000 godina - Humphrey, 1988). To je razlog zašto u recentnim sedimentima nema primjera ovoga modela dolomitizacije, koji se, međutim, često primjenjuje za objašnjenje dolomitizacije pliocenskih i pleistocenskih vapnenaca, npr. na Bahamskim otocima i Jamajci (Land, 1973), Androsu (Gebelein, 1977), Barbadosu (Humphrey, 1988) i Yucatanu (Ward & Halley, 1985), tercijarnih sedimenata Floride (Hanshaw et al., 1971), donjopaleozojskih sedimenata u zapadnim Kordiljerima u Nevadi i Utahu (Dunham & Olson, 1978) te kao poznati Dorang model dolomitizacije srednjoordovicijskih karbonata Wisconsina (Badiozamani, 1973). Masivna dolomitizacija miocenske karbonatne platforme područja Nijare u južnoj Španjolskoj objašnjena je dolomitizacijom u uvjetima miješane zone zbog miješanja morske vode s vodama evaporitnih salina (*brina*) i meteorskim vodama, i smatra se mogućim modelom dolomitizacije i na drugim miocenskim karbonatnim platformama zapadnog Sredozemlja (Lu & Meyers, 1998).

Pri **relativnom snižavanju morske razine** u klimatskim područjima s jakim kišama, tj. u uvjetima humidne klime, karbonatni su talozi zbog migracije vadozne, freatičke, miješane i marinske zone u smjeru bazena istodobno sa snižavanjem morske razine (sl. 6-2B) izloženi snažnim dijagenetskim promjenama. U talozima koji su prije snižavanja morske razine bili u miješanoj i marinskoj zoni nakupljaju se velike količine slatke - meteorske - vode, koje struje prema moru i pri tome u te taloge pomiču meteorsku i miješanu zonu. U meteorskoj se zoni u takvim talozima zbivaju intenzivni dijagenetski procesi otapanja i cementacije, kako je to podrobno opisano u odjeljku 5.1.2. Istodobno sa snižavanjem morske razine i migracijom meteorske freatičke zone u marinsku se zonu pomiče i miješana zona slatke i morske vode, koja kao pogodan medij za dolomitizaciju omogućava slabiju ili jaču dolomitizaciju karbonatnih taloga koji su dospjeli u miješanu zonu slatke i slane vode.

S obzirom da se miješana zona pomiče istodobno sa snižavanjem morske razine sve do najniže razine, to će i slabijom ili jačom dolomitizacijom moći biti zahvaćeni svi talozi kroz koje se ona pomicala u smjeru mora odnosno bazena (sl. 6-2B). Što je snižavanje morske razine veće i proces dugotrajniji to će područje zahvaćeno dolomitizacijom biti veće, a dolomitizacija intenzivnija. Paralelno s relativnim snižavanjem morske razine i migracijom meteorske i miješane zone u dublje dijelove taloga površinski su talozi izloženi dugotrajnoj emerziji i humidnim klimatskim uvjetima, tj. velikoj količini meteorskih voda koje prokapljivaju i procjeđuju se duboko u taloge i intenzivno ih okršavaju (sl. 6-2B), kako je to objašnjeno u odjeljku 5.1.2.3 i prikazano na sl. 5-3.

Pri **relativnom porastu morske razine** u područjima s humidnom klimom morska voda, odnosno marinska zona, usporedno s dizanjem morske razine sve više i više prodire u smjeru kopna i pomiče miješanu zonu obilježenu dolomitizacijom također u smjeru kopna i u više dijelove taloga (sl. 6-3). Pri tomu su rasprostranjenost i brzina migracije miješane zone izravno zavisni s jedne strane od odnosa količine oborina i intenziteta

procjeđivanja meteorske vode, a s druge strane intenziteta i brzine dotoka morske vode u taloge što je uvjetovano dinamikom dizanja morske razine, odnosno dinamikom migracije marinske zone u smjeru kopna.

Model dolomitizacije u miješanoj zoni morske i slatke vode obično se primjenjuje za objašnjenje postanka dolomita koji nisu udruženi s evaporitima te kad se ranodijagenetski dolomiti nalaze u transgresivnim slijedovima (sl. 6-3). Taj se model može primjeniti i općenito pri migraciji miješane zone zbog dizanja i spuštanja morske razine (sl. 6-2 i 6-3).

Postanak dolomita na prijelazu jurskih u kredne naslage u zapadnoj Istri (Tišljar et al., 1995) objašnjava se dolomitizacijom u miješanoj zoni. Migracija miješane zone je bila uzrokovana postupnim snižavanjem morske razine u uvjetima razmjerno vlažne klime, jer dolomiti ne sadrže evaporite niti evaporitne cemente koji su inače tipični za takvu dolomitizaciju u uvjetima aridne klime.

6.3. Kasnodijagenetska dolomitizacija i dolomitizacija na većoj dubini prekrivanja

Kasnodijagenetska dolomitizacija ili sekundarna, odnosno epigenetska dolomitizacija naknadna je dolomitizacija već očvrsnutih vapnenaca uz sudjelovanje pornih voda obično na većoj dubini prekrivanja (*burial dolomitization*) te u podzemnoj zoni miješane slatke i morske vode (sl. 5-1). To je, geološki gledano, vrlo spor dijagenetski proces.

Prema pokusima i proračunima Usdowskog (1967) za kasnodijagenetsku dolomitizaciju vapnenaca dovoljna je mala koncentracija Mg iona u pornim otopinama i malo povišena temperatura. Pri tome je vrlo važan čimbenik vrijeme, kako je to već spomenuto kod prikaza dolomitizacije u miješanoj zoni slatke i morske vode. Tako se u prirodi kemijska ravnoteža može uspostaviti i pri izuzetno malim koncentracijama, koje je nemoguće potvrditi pokusima u laboratoriju jer taj proces može trajati ne samo tisuće godina nego i čitava geološka razdoblja. Za kasnodijagenetsku dolomitizaciju dovoljna je koncentracija od samo 0,01 mol Mg na 1.000 molova vode s molarnim odnosom Mg/Ca 0,37 kod 50 °C ili molarnim odnosom Mg/Ca 0,16 kod 120 °C (Usdowski, 1967). Usporedbe radi, morska voda sadrži 1 mol Mg i 0,18 mola Ca i ima molarni odnos Mg/Ca 5,26.

Kasnodijagenetska dolomitizacija u morskoj vodi moguća je samo u posebnim slučajevima:

- u slučaju miješane zone slatke i morske temeljne vode (vidi odjeljak 6.2.2 i sl. 6-2B i 6-3),
- kad je normalna morska voda ostala dugotrajno izolirana u porama vapnenaca na većim i velikim dubinama prekrivanja u marinskoj zoni i postala podzasićena u odnosu na kalcit, a prezasićena u odnosu na dolomit (Saller, 1984),
- na većim dubinama prekrivanja (100-450 m) dotokom morske vode u aragonitom bogate karbonate u reduktivnim uvjetima u tropskim područjima ili u kalcitom bogate vapnence u reduktivnim područjima izvan pojasa tropske klime (Nicolaides, 1997),
- na velikim dubinama prekrivanja zbog porasta temperature s kojim je povezano smanjenje topljivosti karbonata, te
- zbog Kohoutove termalne konvekcije (sl. 6-7).

Analize velikog broja pornih voda karbonatnih stijena pokazuju da molarni odnos Mg/Ca u njima varira od 0,04 do 1,8, a da je u više od dvije trećine svih pornih voda taj odnos između 0,33 i 1,5. To znači da te vode imaju dovoljnu koncentraciju Mg za kasnodijagenetsku dolomitizaciju, kako to pokazuju pokusi i proračuni Usdowskog (1967). Prema Engelhardtu (1973) optimalni molarni odnos Mg/Ca za kasnodijagenetsku dolomitizaciju bio bi oko 2, a Müller & Fischbeck (1974) su eksperimentalno dobili dolomit pri sobnoj temperaturi natapanjem vapnenaca vodom s molarnim odnosom Mg/Ca oko 1, što približno odgovara spomenutim proračunima Usdowskog.

S obzirom na to da se u prirodi kasnodijagenetska dolomitizacija zbiva uz prisutnost pornih otopina s razmjerno malom koncentracijom magnezija, razumljivo je da u jedinici volumena vapnenca postoji malo kristalizacijskih zametaka dolomitnih kristala i da će oni zbog toga imati dovoljno mjesta za rast, pa će nastajati razmjerno veliki kristali. Za njihov je rast potrebno mnogo vremena i stalan donos Mg iona i odnos Ca iona. Proračuni pokazuju da u vapnencu čija je poroznost 30 %, a sve su pore ispunjene morskom vodom koja ima znatno veću koncentraciju Mg i viši molarni odnos Mg/Ca od prosječnih pornih voda, teorijski može biti dolomitizirano samo 0,15 % od njegova ukupnog volumena (Füchtbauer, 1974).

Za kasnodijagenetsku se dolomitizaciju magnezij mora osigurati snažnom cirkulacijom pornih otopina i difuzijom iz drugih izvora, a ne samo iz morske vode sadržane u porama vapnenca. Da je potrebna jaka cirkulacija pornih otopina dokazuju brojni primjeri dolomitizacije vapnenaca uz pukotine, rasjedne zone i prsline, kao i izotopska istraživanja (Degens & Epstein, 1964). Pri kasnodijagenetskoj dolomitizaciji na većoj dubini prekrivanja, prema tome, glavni je problem dovoljan dotok ili cirkulacija porne vode i donos Mg iona iz velikih udaljenosti u vapnence. Da bi se u kasnodijagenetskim uvjetima potpuno dolomitizirao 1 m^3 vapnenca potrebno je 35.000 m^3 porne vode temperature 80 °C s molarnim odnosom Mg/Ca od 0,25 i koncentracijom magnezija od 0,1 mol na 1.000 mola vode. Takva cirkulacija porne vode može se u vapnencima ostvariti samo kroz vrlo dugo vrijeme, tj. tijekom cijelih geoloških razdoblja (Usdowski, 1967).

Smatra se da porne vode koje uzrokuju kasnodijagenetsku dolomitizaciju uglavnom pripadaju kompakcijskim vodama koje struje iz dubljih sedimenata zbog procesa zbijanja glinovitih i pelitnih sedimenata u podini ili na bokovima vapnenačkih sedimenata (Engelhardt, 1973). Tucker & Wright (1990) smatraju da porne vode koje sudjeluju u dolomitizaciji vapnenaca na većim dubinama prekrivanja predstavljaju kompakcijska strujanja koja potječu od zbijanja glinovitih stijena dublje u podini vapnenaca ili od fluida bogatih Mg ionima koji struje iz dubljih ili susjednih karbonatnih sedimenata u kojima visokomagnezijski kalciti tijekom dijageneze otpuštaju magnezij.

Podrijetlo magnezija u pornim otopinama nije u potpunosti protumačeno. Kahle (1965) smatra da bi izvor magnezija mogli biti na glinama apsorbirani Mg ioni koji se u pornoj vodi zamjenjuju Na i Ca ionima. Postoje brojni dokazi da se kod procesa kemijske dijageneze glinovitih, pelitnih i pješčenjačkih sedimenata na većim dubinama prekrivanja pri transformaciji minerala glina, posebice pretvorbe smektita u ilit koja se zbiva na približno 1.000 m dubine i 60 °C, porne vode obogaćuju Mg^{2+} ionima (Boles & Franks, 1979; Mattes & Mountjoy, 1980; McHarque & Price, 1982; Kendall, 1984). S tim u svezi, prema proračunima što ih je izradio Morrow (1982b), proizlazi da je za dolomitizaciju 1 cm^3 vapnenca potrebna kompakcija i dijagenetska pretvorba nekoliko stotina cm^3 glinovitih sedimenata u šejlove, tj. da bi iz tog izvora magnezija za dolomitizaciju bilo potrebno da se na manjoj ili većoj dubini ili u okolici vapnenaca nalazi nekoliko stotina puta veće tijelo glinovitih ili pelitnih sedimenata, a to kod dolomitizacije platformnih vapnenaca nije baš čest slučaj.

Izvor magnezija za kasnodijagenetsku dolomitizaciju vapnenaca na većim dubinama prekrivanja mogu biti:

- visokomagnezijski kalciti koji se tijekom dijageneze kao nestabilni karbonati otapaju i obogaćuju porne vode magnezijem,
- Kohoutova termalna konvekcijska strujanja morske vode (sl. 6-7), i
- potpovršinska cirkulacija morske vode na većim dubinama prekrivanja (više od 450 m) kroz ara-

gonitom bogate sedimente u tropskim ili kalcitom bogate taloge izvan tropskih područja (Nicolaides, 1997).

Otapanjem visokomagnezijskih kalcita na većim dubinama prekrivanja porne se vode obogaćuju magnezijem jer se pri ponovnom izlučivanju iz njih više ne izlučuju visokomagnezijski kalciti, nego samo kalciti (*solution canibalization* - Goodell & Garman, 1969). Da je visokomagnezijski kalcit izvor magnezija za kasnodijagenetsku dolomitizaciju dokazali su Müller et al. (1972), te laboratorijskim eksperimentima Katz & Matthews (1977).

Kohoutova termalna konvekcijska strujanja morske vode vjerojatno su najznačajniji čimbenik kasnodijagenetske dolomitizacije vapnenaca na većim dubinama prekrivanja u području padina karbonatnih platforma. Poznato je da morska voda u posebnim fizikalnim i kemijskim uvjetima može cirkulirati kroz vapnence karbonatne platforme ili karbonatnog šelfa po mehanizmu nazvanom po autoru Kohoutovom termalnom konvekcijom (*Kohout thermal convection).* Naime, Kohout (1967) je utvrdio da hladna morska voda iz većih dubina može zbog konvekcije ili prenošenja topline strujati i prodirati u vapnence na rubovima karbonatnih platforma ako sadrže temeljnu vodu više temperature od temperature vode iz morskih dubina (sl. 6-7).

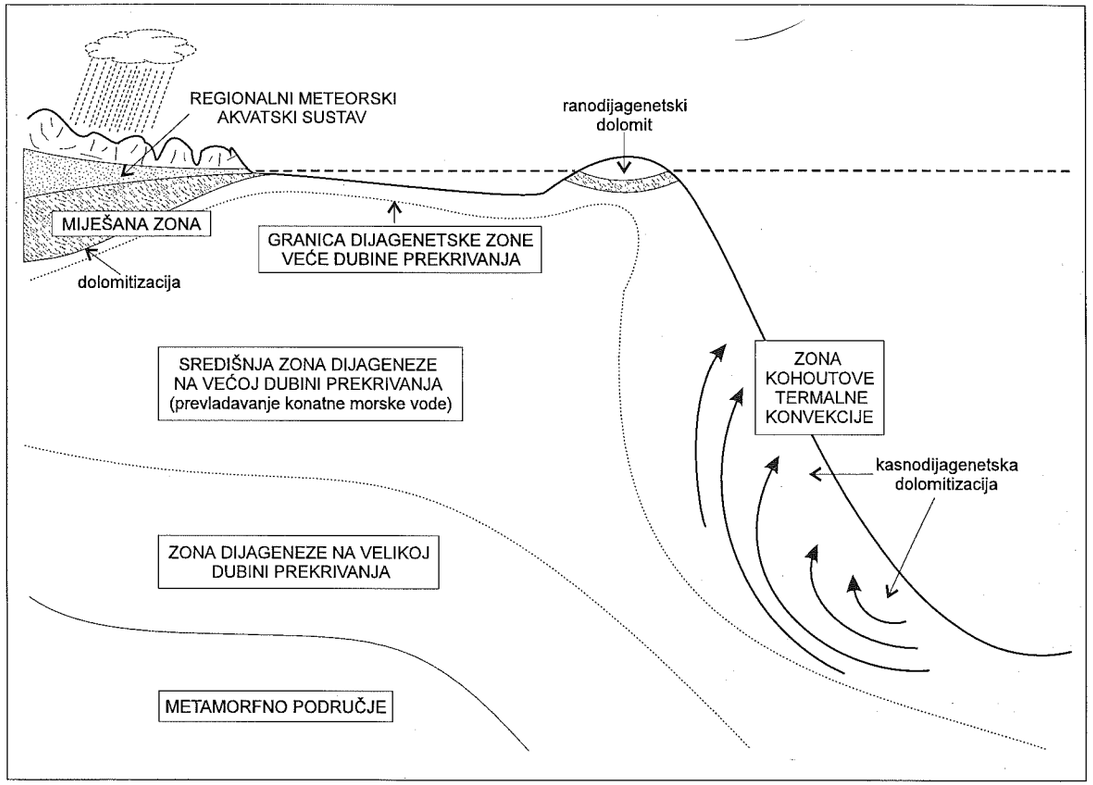
Konvekcijska je dolomitizacija moguća ako je dubina mora na rubu karbonatne platforme ili šelfa između 1 i 3 km (sl. 5-1 i 6-7) i ako je hladna morska voda podzasićena u odnosu na visokomagnezijski kalcit i aragonit, a prezasićena u odnosu na niskomagnezijski kalcit, ili podzasićena u odnosu na sva tri Ca-minerala ali prezasićena u odnosu na dolomit (Saller, 1984; Simms, 1984). Dolomitizacija po modelu Kohoutove konvekcije vrlo je spor, geološki dugotrajan proces.

Dolomitizacija na većoj dubini prekrivanja zbiva se uz prisutnost pornih fluida razmjerno visoke temperature u rasponu od 60-160 °C, i tijekom procesa dolomitizacije vrlo promjenljivoga kemizma (Braithwaite & Rizzi, 1997). Takva dolomitizacija može biti praćena i drugim mineralizacijskim procesima, koji mogu stvoriti i značajna hidrotermalna mineralna ležišta (sfalerita, galenita i barita, te markazita i kalcita kao pratećih minerala).

Vrlo važan čimbenik kod dolomitizacije vapnenaca jest primarni mineralni sastav i struktura vapnenaca. Istraživanja pokazuju da se lakše i intenzivnije dolomitiziraju vapnenci koji su primarno bili sastavljeni od aragonita ili visokomagnezijskog kalcita negoli od kalcita. Dokaz je tome činjenica da nikada zajedno u paragenezi nisu nađeni aragonit i dolomit, čak ni kod recentnih taloga.

Veličina kristala i primarni strukturni sastojci imaju veliko značenje kod kasnodijagenetske dolomitizacije. S obzirom na to da su manji kristalići topljiviji od većih kristala kasnodijagenetska se dolomitizacija lakše zbiva u mikritnim (sl. 6-12A i B) negoli u kristalastim ili sparitnim sastojcima vapnenaca. Tu svakako do izražaja dolazi i intenzitet difuzije otopina u odnosu na veličinu kristalića. Dimenzije kristala, kao i razlike u propusnosti između pojedinih primarnih karbonatnih strukturnih komponenata vapnenaca te hidrofobna svojstva (organska sluz peleta, onkoida i stromatolita), glavni su uzročnici **selektivne kasnodijagenetske dolomitizacije**. Naime, u istom uzorku vapnenca često nalazimo da su pojedini sastojci potpuno, a drugi slabo ili nikako, dakle selektivno, kasnodijagenetski dolomitizirani.

Dobar su primjer za selektivnu kasnodijagenetsku dolomitizaciju gornjokredni rudistni kokinski ili kokinitni vapnenci Jadranske karbonatne platforme, u kojima je mikritni matriks potpuno dolomitiziran a fragmenti rudista koji se sastoje od krupnokristalastog kalcita s prizmatičnom strukturom u pravilu uopće nisu zahvaćeni dolomitizacijom. Sličan je slučaj i s nekim onkomikritima, a obrnute primjere nalazimo u području južnoga Jadrana kod nekih jurskih oosparita, u kojima su



Slika 6-7 Shematski prikaz dolomitizacije na velikoj dubini prekrivanja po modelu Kohoutove termalne konvekcije, tj. cirkulacije hladne, kalcitom podzasićene morske vode iz velikih dubina u vapnence na rubovima karbonatne platforme ili na kontinentalnim rubovima.

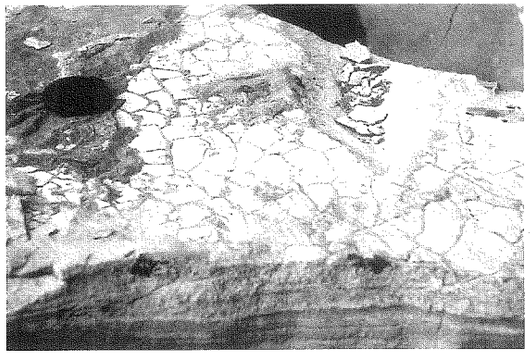
dolomitizirani ooidi, a nije dolomitiziran sparikalcitni cement (Tišljar, 1985).

6.4. Dolomiti

Dolomiti *su karbonatne stijene pretežito sastavljene od minerala dolomita*, kako je to prikazano na sl. 1-1. S obzirom na to da su sve dolomitne stijene koje imaju petrološko značenje nastale ili procesima ranodijagenetske ili procesima kasnodijagenetske dolomitizacije, da zbog toga imaju različite teksturno-strukturne značajke te da je pri stratigrafskim, litofacijesnim, sedimentološkim i općenito geološkim istraživanjima vrlo važno razlikovati ta dva genetska tipa dolomita, oni su i ovdje prikazani odvojeno.

6.4.1. Ranodijagenetski dolomiti

Ranodijagenetski dolomiti, kako je to opisano u poglavlju 6.2, nastaju u ranodijagenetskoj fazi dolomitizacijom još mekanih, nelitificiranih taloga na *supratidalu*, u salinama ili *sabkhama* i oko njih, u slanim jezerima evaporacijskim i refluksijskim procesima ili pak u zoni miješanja slane i slatke vode. Dakle, nastali su tijekom sedimentacijskih procesa ili ubrzo nakon njih. Zato se za

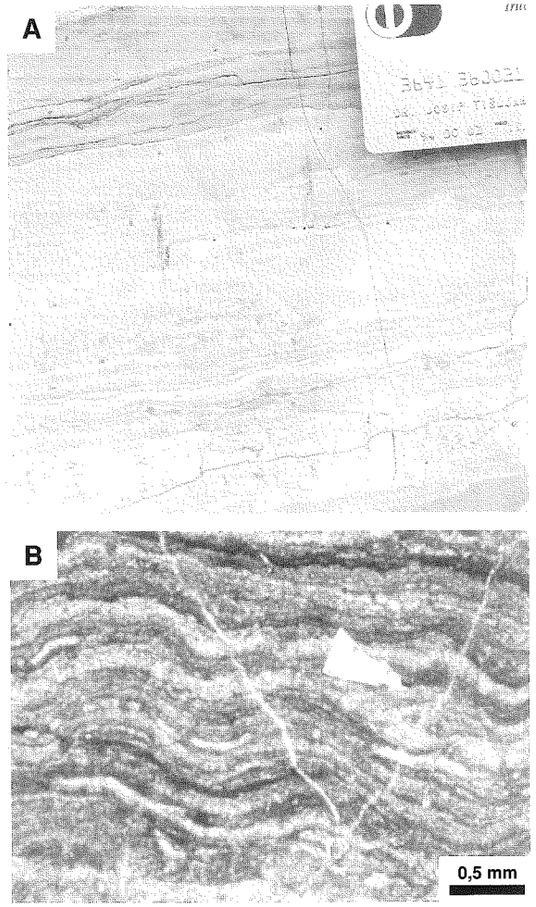


Slika 6-8 Pukotine isušivanja na gornjoj slojnoj površini ranodijagenetskog dolomita - završnog člana ciklusa oplićavanja naviše u plimnim karbonatnim sedimentima donjeg lijasa Velebita (Ličko Cerje).

njih još koriste nazivi "primarni dolomiti" i "sinsedimentacijski ili singenetski dolomiti". Zbog specifičnog načina i uvjeta postanka oni se odlikuju posebnim teksturno-strukturnim značajkama na temelju kojih ih možemo razlikovati od kasnodijagenetskih dolomita.

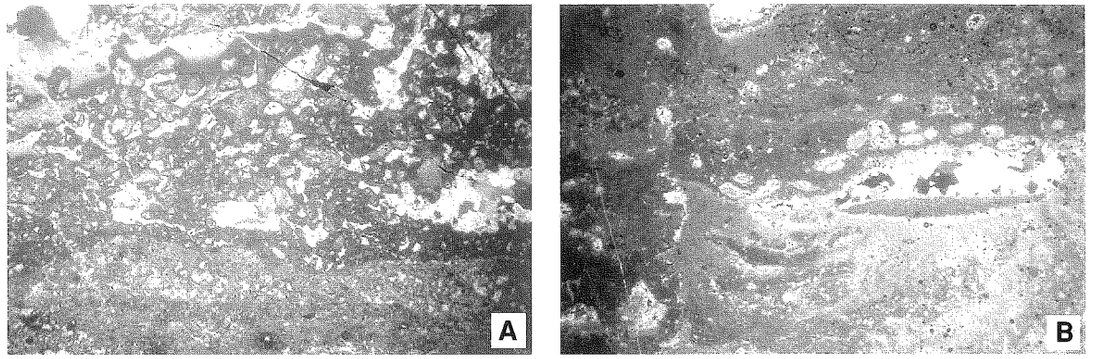
6.4.1.1. Način pojavljivanja ranodijagenetskih ili "singenetskih" dolomita

Granica ranodijagenetskih dolomita prema karbonatnim sedimentima u podini i krovini u pravilu je, osobito kod ranodijagenetske evaporacijske dolomitizacije, nepravilna ali oštra, budući da je dolomitizacija taloga završena prije negoli je došlo do taloženja novih sedimenata preplavljivanjem, odnosno uspostavljanjem potplimnih ili plimnih okoliša. Gornje slojne površine natplimnih ranodijagenetskih dolomita često su više ili manje erodirane, sadrže plimne kanale, desikacijske pukotine (sl. 6-8, 13-8) i tanke proslojke ili leće desikacijskih breča. Plimni su kanali ispunjeni brečama koje sadrže fragmente ranodijagenetskih dolomita ili detritusa koji su na *supratidal* i u plimne kanale nabacili veliki plimni i olujni valovi (odjeljak 13.2.1).



Slika 6-9 Ranodijagenetski stromatolitni dolomiti, donja kreda (berijas), kamenolom Fantazija kod Rovinja. **A** - Poprečni presjek kroz sloj stromatolitnog dolomita odlikuje se neravnomjerno debelim, povijenim bijelim kriptokristalastim stromatolitnim laminama i proslojcima sastavljenim od dolomitnih intraklasta (= dolointrasparit), dolomitnih peleta (dolopelmikrit/dolopelsparit) i dolomikrita. **B** - Mikroskopski izbrusak stromatolitnog dolomita sa slike A pokazuje valovite tamne kriptokristalaste i svijetle dolosparitne lamine.

Slojevi ranodijagenetskih dolomita sadrže pukotine stezanja (*shrinkage cracks*), stromatolitne lamine (sl. 6-8, 6-9, 13-7), *tepee*-strukture (*tepee structures*), fenestre (sl. 6-10) ili "strukture ptičjeg oka" (*birds eye structures* - Shinn, 1968), desikacijske pukotine (sl. 6-8, 13-8), desikacijske breče i/ili "strukture pješčanog sata".



Slika 6-10 Mikroskopski izbrusci ranodijagenetskih dolomita. **A** - Tipičan ranodijagenetski stromatolitni dolomit s fenestralnom građom. Nepravilne fenestre se u pravilu nalaze unutar dolomikritnih/dolopelmikritnih proslojaka ili između kriptokristalastih stromatolitnih lamina. Donji dio fenestre ispunjava interni sediment tipa vadoznog kristalnog silta, a u gornjem je dijelu izlučen makrokristalasti dolomitni cement (gore lijevo). Gornji trijas - norik ("Hauptdolomit"), kamenolom Podsusedsko Dolje - Medvednica. Širina slike = 7,7 mm. **B** - Fenestralna građa ili "struktura ptičjeg oka" (*birds-eye structure*) s geopetalnim internim sedimentom u ranodijagenetskom dolomitu tipa dolomikrita/dolopelmikrita. Iznad fenestre s geopetalnom strukturom i mozaičnim dolomitnim cementom u obliku "ptičjeg oka" nalazi se više manjih skeletnih kalupnih šupljina elipsastog oblika nastalih otapanjem skeleta zelenih alga. Gornji trijas - norik ("Hauptdolomit"), Ivančići - južno pobrđe Plešivice. Širina slike = 7,7 mm.

Stromatoliti, kao i pukotine isušivanja, upućuju na natplimni (*supratidal*) okoliš gdje su na karbonatnom talogu rasle cijanobakterijske livade tipa *Schizotrix*, koje su potpuno dolomitizirane u obliku valovitih, raspucanih kriptokristalastih dolomitnih lamina (6-9 i 13-7; odjeljak 13.2.1).

Desikacijske pukotine posljedica su brze dehidratacije taloga u natplimnom ili gornjem potplimnom okolišu, rubovima salina, *sabkhi* ili nestalnih (*efemernih*) jezeraca gdje se naglo isparava voda (sl. 6-8; 13-8), a **desikacijske** su **breče** posljedica kidanja površinskog dijela taloga pri isušivanju te prijenosu i akumulaciji fragmenata tijekom visokih plima i povremenih olujnih valova (odlomak 13.2.1).

Ranodijagenetski dolomiti se često pojavljuju kao završni članovi **ciklusa oplićavanja naviše** (sl. 6-8, 12-11), a ranodijagenetski dolomiti nastali u evaporacijskim uvjetima mogu se pojavljivati u zajednici sa *sabkha*-anhidritima tvoreći "**regresivne *sabkha*-cikluse**" (vidi odjeljke 9.1.1, 12.1.1 i 13.2.2), kao što je to primjerice slučaj u dubokim naftnim bušotinama kroz kredni ravnokotarski karbonatno-anhidritni kompleks (sl. 9-2 i 9-3), ili zajedno s evaporitima, tj. gipsom i anhidritom, npr. u gornjem permu područja Sinja i Knina (Tišljar, 1992).

6.4.1.2. Strukturno-teksturne značajke ranodijagenetskih dolomita

Zbog ranodijagenetske dolomitizacije u evaporacijskim uvjetima, tj. uz visok molarni odnos Mg/Ca, visoku godišnju temperaturu u aridnim klimatskim područjima i jaku evaporaciju, pri dolomitizaciji istodobno nastaje velik broj kristalizacijskih zametaka, a time i vrlo sitni dolomitni kristali u pravilu manji od 0,015 mm (sl. 6-10). To omogućava potpuno očuvanje primarnih teksturnih i strukturnih značajka vapnenačkog taloga i

nakon njegove potpune ranodijagenetske dolomitizacije. Zato takvi dolomiti obično sadrže minuciozno očuvane **stromatolitne lamine**, **pelete**, **intraklaste**, neke **fosile** i druge unutarnje teksturno-strukturne odlike, kao što su **fenestralna građa**, **interni sediment** i **geopetalno punjenje** fenestra i šupljina (sl. 6-9, 6-10, 13-7). Zbog zadržavanja primarnih strukturnih komponenata vapnenačkih taloga kod opisa struktura ranodijagenetskih dolomita često se primjenjuje Folkova klasifikacija strukturnih tipova vapnenaca uz prefiks "dolo-", npr. **dolopelmikrit**, **dolopelsparit** (sl. 6-10A), **dolomikrit** (sl. 6-10B), **dolointrasparrudit**, itd.

Quing (1998) smatra da je glavna strukturna odlika ranodijagenetskih dolomita koji se pojavljuju u zajednici s evaporitnim anhidritima **kriptokristalasta struktura** i subhedralni do euhedralni kristalni oblici promjera od 5-25 μm, ili prosječno oko 8 μm, a dolomita nastalih dolomitizacijom u uvjetima veće dubine prekrivanja i povišene temperature (35-40 °C) **mikrokristalasta struktura** (= *medium-crystallyne dolomite*) i anhedralni do subhedralni kristali promjera od 150-250 μm.

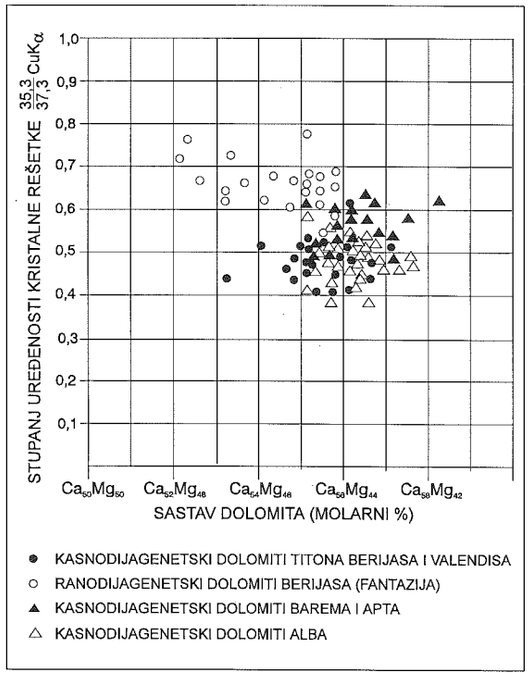
S obzirom na to da je u uvjetima ranodijagenetske dolomitizacije do određene dubine dolomitiziran sav, još mekani vapnenački talog, ranodijagenetski su dolomiti, općenito, čiste dolomitne stijene bez nedolomitiziranih ostataka, tj. bez relikata vapnenaca. Naime, ranodijagenetska se dolomitizacija zbiva pri razmjerno visokoj koncentraciji otopina, tj. iz otopina koje su blizu zasićenosti ili su zasićene u odnosu na dolomit. Zato pri dolomitizaciji mogu biti dolomitizirani svi sastojci vapnenačkog taloga bez obzira na primarni mineralni sastav, veličinu kristalića i primarne strukturne komponente, pa je dolomitizacija potpuna (vidi poglavlje 6.2).

U ranodijagenetskim dolomitima između dolomitiziranih zrna, kao što su peleti, intraklasti, fosili, stromatolitne lamine i fragmenti, te u fenestrama i šupljinama nalazimo dolomitni cement kao bistar, proziran druzni sparitni dolomit sličan sparitnom kalcitu (sl. 6-10A, B). Vrlo često dolomitni cement jednostavno samo ispunjava i oblaže šupljinu u obliku ravnomjerno raspoređenih dolomitnih romboedrijskih kristala. Takav dolomitni cement, odnosno dolomitni kristali, poznat je pod nazivom "**prozirni dolomit**" (*limpid dolomite* - Tucker & Wright, 1990) jer je proziran kao staklo. Smatra se da je "prozirni dolomitni cement" tipičan produkt dolomitizacije u miješanoj zoni morske i slatke temeljne vode (Folk & Land, 1975). Dolomitni cement može ponegdje sadržavati i zonu sintaksijalnog kalcita, što, prema nekim istraživanjima (Ward & Halley, 1985; Humphrey, 1988), upućuje na promjene kemizma pornih voda. U porama i šupljinicama ranodijagenetskih dolomita mogu se u klimatskim područjima s malo oborina ili u razdobljima suhoga vremena u području s humidnom klimom izlučivati još halit, gips i anhidrit (sl. 13-7), kako je to objašnjeno u odjeljku 13.2.2.

Ranodijagenetski dolomiti pretežito imaju dobro uređenu kristalnu rešetku jer nastaju u povoljnim uvjetima, a Ca-suvišak im ovisi o ariditetu i salinitetu, tj. s porastom saliniteta i ariditeta pada Ca-suvišak u njihovoj rešetki (Füchtbauer, 1974; Morrow, 1982a). Sitnokristalinični ranodijagenetski dolomiti asocirani s evaporitima starijih geoloških razdoblja, nastali u aridnim uvjetima, po sastavu su bliski stehiometrijskom dolomitu ($Ca_{51-52}Mg_{49-48}$ dolomiti), a oni bez evaporita nastali u humidnoj klimi ili u miješanoj zoni morske i slatke vode sadrže razmjerno visoki Ca-suvišak (vidi odjeljak 6.1.2). Smanjenje Ca-suviška s porastom ariditeta, temperature i molarnog odnosa Mg/Ca kod najpoznatijih recentnih primjera ranodijagenetske dolomitizacije prikazuje tablica 6-1.

Primjer odnosa stupnja uređenosti rešetke i Ca-suviška ranodijagenetskih i kasnodijagenetskih dolomita donje krede u Istri prikazan je na sl. 6-11.

Krupni kristali dolomitnog cementa često se sastoje od zona različita sastava s obzirom na odnos $CaCO_3$ i $MgCO_3$ u kristalnoj rešetki dolomita, tj. jedan te isti kristal je građen od zona s različitim Ca-suviškom. Takve zone unutar dolomitnoga kristala lakše se otapaju i lakše podliježu dedolomitizaciji (vidi poglavlje 6.5 i sl. 6-13).



Slika 6-11 Odnos stupnja uređenosti kristalne rešetke i Ca-suviška u ranodijagenetskim i kasnodijagenetskim dolomitima donje krede Istre (iz Tišljar, 1976).

6.4.2. Kasnodijagenetski dolomiti

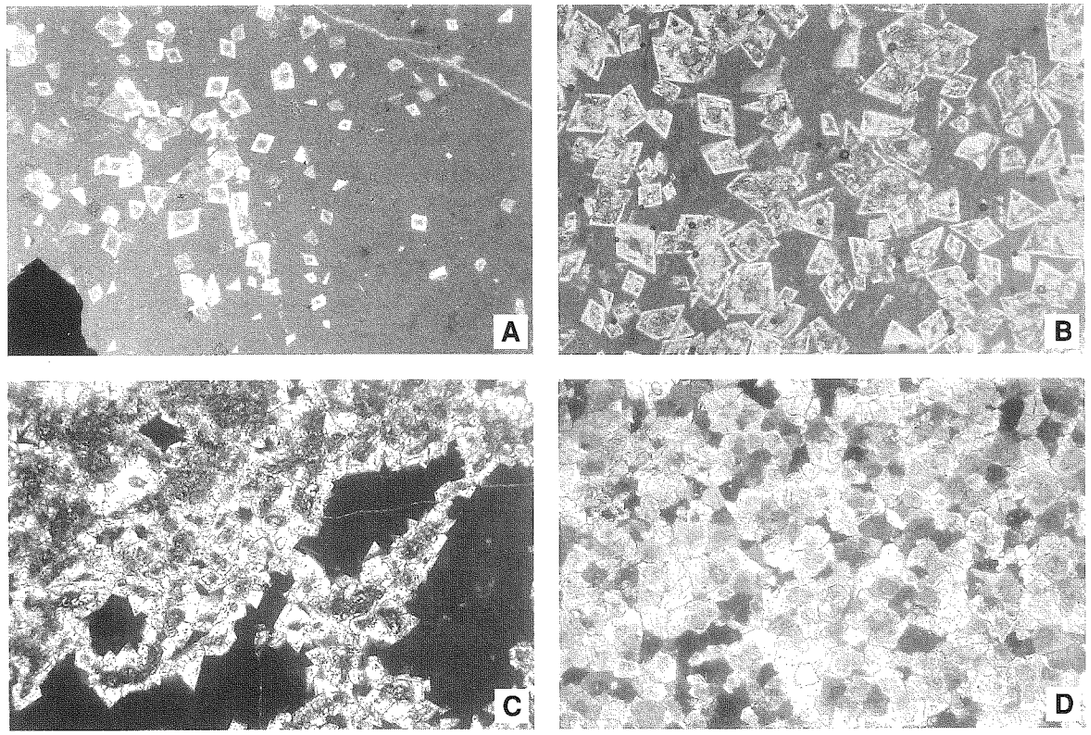
Kasnodijagenetski dolomiti, koje još nazivaju i "sekundarni ili epigenetski dolomiti", nastaju potiskivanjem kalcita dolomitom u već očvrsnutim vapnencima i/ili na većoj dubini prekrivanja, dakle u kasnodijagenetskoj fazi, kako je to iscrpnije objašnjeno u poglavlju 6.3. Zbog takva načina postanka oni pokazuju neke teksturno-strukturne razlike u odnosu na ranodijagenetske dolomite.

6.4.2.1 Način pojavljivanja kasnodijagenetskih ili sekundarnih dolomita

Granice između kasnodijagenetskih dolomita i vapnenaca koji ih okružuju u pravilu su postupne i nepravilne. Vapnenci bočno i vertikalno postupno prelaze u dolomite, a dolomitna tijela, veće mase i leće ili manja nepravilna gnijezda, mogu zahvatiti više slojeva vapnenaca različitih strukturnih tipova. Općenito, kasnodijagenetski dolomiti nisu konkordantno uloženi u vapnence podine i krovine, premda se mogu naći izuzeci od ovoga pravila. Njihov odnos prema vapnencima u krovini i podini nije konkordantan zbog nepravilne dolomitizacije samo onih dijelova vapnenca kroz koje je cirkulirala porna voda koja je donosila Mg ione. Budući da je zbog različite propusnosti, kapilarnih sila i različita stupnja tektonske raspucanosti pojedinih dijelova paketa vapnenačkih slojeva razina pornih voda neravna i da je intenzitet cirkulacije vode vrlo promjenljiv, vapnenci će od mjesta do mjesta biti različito intenzivno kasnodijagenetski dolomitizirani. Pri tome se, u pravilu, udio dolomita obično smanjuje što se više udaljavamo od središta dolomitnog tijela, a prema njegovim rubnim dijelovima nalazimo sve više nedolomitiziranih ostataka vapnenaca. Tako između kasnodijagenetskih dolomita i okolnih vapnenaca često postoje svi međusobni postupni prijelazi od čistog dolomita (sl. 6-12D), preko dolomita s reliktima vapnenaca (sl. 6-13C) i djelomice dolomitiziranih vapnenaca (sl. 6-12A, B i C) do čistih vapnenaca.

Pojava više ili manje očuvanih ostataka vapnenaca na rubnim dijelovima dolomitnih tijela posebno je važna pri stratigrafskim, litofacijesnim, sedimentološkim i petrološkim istraživanjima, jer nam takvi relikti obično daju izuzetno važne podatke o starosti naslaga koje su kasnodijagenetski dolomitizirane, kao i o uvjetima i okolišima u kojima su takvi vapnenci bili taloženi.

Nerijetko se, međutim, unutar dobroslojevitih vapnenaca nalazi i pokoji konkordantno uloženi



Slika 6-12 Mikroskopski izbrusci kasnodijagenetskih dolomita. **A** - Kasnodijagenetska dolomitizacija mikritnog vapnenca u obliku hipidiotipnih dolomitnih kristala koji se odlikuju zonarnim rasporedom uklopaka kerogena (tamno). Donja jura (lijas), Gornje Jelenje - zapadni Gorski kotar. Širina slike = 3,3 mm. **B** - Kasnodijagenetska dolomitizacija mikritnog vapnenca. Idiotipni i hipidiotipni dolomitni kristali sadrže zonarno raspoređene sitne uklopke kerogena ili su od središta prema rubu kristala zahvaćeni dedolomitizacijom (tamne zone unutar kristala). Donja kreda (alb), Tarska vala kod Novigrada Istarskog. Bojeni izbrusak, širina slike = 3,3 mm. **C** - Dolomitizacijska breča nastala selektivnom kasnodijagenetskom dolomitizacijom mikritnog vapnenca na način da relikti mikrita (tamno) izgledaju kao "fragmenti", a dolomit kao "cement" breče. Gornja jura (gornji titon), Zlatni rt - Rovinj. Širina slike = 3,3 mm. **D** - Kasnodijagenetski dolomit mikrokristalaste mozaične dolomitne strukture sastavljen od ksenotipnih dolomitnih kristala s uklopcima kerogena. Dolomitni kristali nastali posttektonskom rekristalizacijom su potpuno prozirni i bez uklopaka (= neodolomiti). Gornji trijas, Jarče Polje kod Duge Rese. Širina slike = 3,3 mm.

sloj kasnodijagenetskog dolomita. To je posljedica cirkulacije pornih voda koje su uzrokovale dolomitizaciju duž jednog ili više slojeva propusnijih vapnenaca između manje propusnih slojeva vapnenaca ili slojnih površina koje sadrže male količine gline ili kerogena pa su slabije propusne.

Pri kasnodijagenetskoj dolomitizaciji prethodno tektonski raspucanih ili razdrobljenih vapnenaca, posebice madstona i vekstona, zbog nepotpune dolomitizacije mogu nastati stijene vrlo slične vapnenačko-dolomitnim brečama, koje sadrže "fragmente" vapnenaca i dolomitni "cement ili vezivo" (sl. 6-12C). To, međutim, nisu nikakve klastične sedimentne breče, već su to **postsedimentne dolomitizacijske breče**, nastale nepotpunom dolomitizacijom tektonski raspucanih

vapnenaca duž i oko tektonskih prslina, pukotina i razdrobljenih zona (Tišljar, 1990), kako je to shematski, u trima glavnim fazama postanka dolomitizacijskih breča iz dogerskih vapnenaca južnog Velebita, prikazano na sl. 7-10 i podrobnije objašnjeno u odjeljku 7.2.4.1.

6.4.2.2 Strukturno-teksturne značajke kasnodijagenetskih dolomita

Kasnodijagenetski dolomiti imaju bitno drukčije strukturno-teksturne značajke od onih kod ranodijagenetskih dolomita. Pri potiskivanju kalcita u vapnencu s razmjerno velikim dolomitnim kristalima gube se primarne teksturno-strukturne značajke vapnenaca jer su takvim potiskivanjem dolomitom uništeni gotovo svi organski ili anorganski primarni karbonatni sastojci vapnenaca. Zbog razmjerno velikih dimenzija dolomitnih kristala, koji pri kasnodijagenetskoj dolomitizaciji nastaju kao posljedica maloga broja kristalizacijskih zametaka, male koncentracije magnezija u pornim otopinama i spore, dugotrajne kristalizacije, kasnodijagenetski se dolomiti odlikuju **mozaičnom dolomitnom strukturom** (teksturom), kako to prikazuju sl. 6-12B, C, D i 6-13D.

Dimenzije kristala kasnodijagenetskih dolomita u pravilu iznose od 0,1 do 0,4 mm, a općenito nisu manje od 0,02 mm (sl. 6-12 i 6-13). Bez obzira na to kakva je bila struktura i tekstura vapnenca pri potpunoj kasnodijagenetskoj dolomitizaciji, iz njega će uvijek nastati **mikrokristalasti** ili **makrokristalasti dolomit**, tzv. **šećerasti dolomit** (*sucrosic dolomite*). Iznimno se ponegdje, ako je vapnenac sadržavao krupne fragmente ili cijele skelete bodljikaša, nakon kasnodijagenetske dolomitizacije mogu očuvati konture tih skeleta ili se, ako je vapnenac bio stilolitiziran, očuvaju stiloliti.

Pri potiskivanju $CaCO_3$ dolomitom nastaje stijena dolomit koja se sastoji od dolomitnih kristala čiji oblik i međusobni dodiri variraju od potpuno nepravilnih, alotriomorfnih ili anhedralnih, preko hipidiomorfnih ili subhedralnih do gotovo potpuno pravilnih, idiomorfnih ili euhedralnih kristala u obliku dolomitnoga mozaika. Za označavanje strukture (teksture) dolomita, osim termina mikrokristalasti (0,01-0,1 mm) i makrokristalasti (>0,1 mm) kojima se izražavaju dimenzije kristala, obično se, posebice u američkoj literaturi, koriste još i nazivi kojima se označavaju oblik kristala i njihovi međusobni kontakti:

- **idiotipna dolomitna mozaična struktura** za dolomit koji se sastoji od idiomorfnih (euhedralnih) dolomitnih kristala (sl. 6-13D);
- **hipidiotipna dolomitna mozaična struktura** (*subhedral texture*) za dolomit koji se sastoji od hipidiomorfnih kristala (sl. 6-12B, C) i
- **ksenotipna dolomitna mozaična struktura** za dolomit koji pretežito sadrži samo alotriomorfne (anhedralne ili ksenotipne) kristale (sl. 6-12D).

Hoće li nastati dolomit idiotipne mozaične ili ksenotipne mozaične strukture prije svega ovisi o temperaturi pri dolomitizaciji, a zatim i o koncentraciji porne otopine koja je uzrokovala dolomitizaciju.

Pri nižim temperaturama, kako to proizlazi iz teorije rasta kristala, energetski se lakše stvaraju ravne kristalne površine, pa će **pri nižim temperaturama kristalizirati euhedralni (idiotipni)** i **subhedralni (hipidiotipni) kristali**, tj. dolomiti s idiotipnim do hipidiotipnim mozaičnim strukturama (sl. 6-12A i B i 6-13D). **Pri višim temperaturama kristaliziraju anhedralni kristali**, odnosno nastaju dolomiti s ksenotipnom mozaičnom strukturom (sl. 6-12D).

Kritična temperatura kristalizacije idiotipnih u odnosu na ksenotipne kristale dolomita kreće se u rasponu od 50 do 100 °C. Ksenotipne mozaične dolomitne strukture su zbog toga obično rezultat dolomitizacije vapnenaca na većoj dubini prekrivanja ili rezultat prekristalizacije ranije nastalih ranodijagenetskih i nekih kasnodijagenetskih do-

lomita koji su dospjeli na veće dubine prekrivanja (Gregg & Sibley, 1984).

Dolomiti s idiotipnim kristalima mogu, međutim, nastati i pri višim temperaturama u slučaju da su im kristali rasli u šupljinama iz otopina, dakle u uvjetima u kojima nema potiskivanja kalcita ili aragonita, ili su rasli u uvjetima visokoga onečišćenja karbonata glinom ili organskom tvari - kerogenom.

Stupanj kristaliniteta dolomita ovisi i o koncentraciji porne otopine koja je uzrokovala dolomitizaciju. Ako je koncentracija porne otopine veća, tj. što je ona bliža zasićenosti u odnosu na dolomit, lakše mogu biti dolomitizirani i potisnuti svi karbonatni sastojci vapnenaca bez obzira na primarni mineralni sastav, veličinu kristalića i primarne strukturne komponente, odnosno dolomitizacija je potpuna uz stvaranje, s obzirom na oblik i dimenzije kristala, homogenog dolomitnog mozaika. U obrnutu slučaju, pri dolomitizaciji uz sudjelovanje manje zasićenih otopina u odnosu na dolomit, bit će potiskivani, odnosno dolomitizirani, samo manje stabilni karbonatni sastojci, primjerice oni koji su primarno bili sastavljeni od aragonita ili visokomagnezijskog kalcita, i sastojci sastavljeni od sitnijih kristalića, tj. mikrita, pa pri takvoj selektivnoj dolomitizaciji nastaju dolomiti s neujednačenim dimenzijama i oblicima kristala, kao i dolomiti s nedolomitiziranim reliktima vapnenaca (Gregg & Sibley, 1984; Sibley & Gregg, 1987).

Poseban je strukturno-teksturni tip dolomita **barokni dolomit** (*baroque dolomite* - Tucker & Wright, 1990), za koji se upotrebljava i naziv **sedlasti dolomit** (*saddle dolomite* - Radke & Mathis, 1980). Odlikuje se kristalima sa svinutim konturama, svinutim pukotinama kalavosti i izrazitim valovitim potamnjenjem kao posljedicom iskrivljavanja kristalne rešetke. Kristali su mu u pravilu veći od 1 mm i obično su sastavljeni od nekoliko subkristala, zbog čega pokazuju stepeničastu površinu. U mikroskopskom izbrusku imaju zamućen izgled jer sadrže fluidne inkluzije i kalcitne relikte preostale nakon potiskivanja. Obično su to **ferodolomiti** sa Ca-suviškom koji sadrže više od 15 mol. % $FeCO_3$. Barokni se dolomit pojavljuje kao dolomit nastao potiskivanjem vapnenaca ili samo nekih kalcitnih zrna u njima, osobito ooida, te u zajednici s ugljikovodicima (nafta, kerogen) kao ispuna šupljina i pukotina u vapnencima. U slučajevima kad se pojavljuje kao ispuna šupljina ima ksenotipnu mozaičnu strukturu s nepravilnim konturama kristala čije su terminalne površine svinute poput svinute sablje ili sedla (= *saddle dolomite*). Ako je bio izlučivan u šupljinama dijelom ispunjenim vodom a dijelom naftom, može ispunjavati samo donji dio šupljina (= geopetalna građa). U slučaju da je nastao potiskivanjem okolnoga karbonata u stijeni odlikuje se **krupnokristalastom ksenotipnom mozaičnom strukturom**. Nastaje uz sudjelovanje ugljikovodika na temperaturama između 60 i 150 °C, dakle dijagenetskim procesima na većim dubinama prekrivanja (Radke & Mathis, 1980), odnosno pod utjecajem hidrotermalnih otopina (Quing, 1998).

Kasnodijagenetski dolomiti imaju razmjerno nizak stupanj uređenosti kristalne rešetke i visoki Ca-suvišak, tj. pripadaju Ca-dolomitima (sl. 6-11), što se tumači njihovim postankom iz pornih otopina s niskim i promjenljivim molarnim odnosom Mg/Ca i malom i promjenljivom koncentracijom magnezija tijekom dugotrajnog procesa kasnodijagenetske dolomitizacije u miješanoj zoni morske i slatke vode. Osim toga, to mogu biti i makrokristalasti dolomiti nastali rekristalizacijskim procesima iz Ca-dolomita.

Kasnodijagenetski dolomiti nastali na velikim dubinama prekrivanja uz sudjelovanje pornih fluida povišene temperature obično pripadaju **krupnokristaliničnim "šećerastim" dolomitima** (*sucrosic dolomites*) **ksenotipne mozaične strukture**, koji su po sastavu uglavnom blizu stehiometrijskom dolomitu (vidi odjeljak 6.1.2).

Unutar više-manje euhedralnih ili idiomorfnih i hipidiomorfnih kristala dolomita ("dolomitnih romboedara") vrlo se često nalaze sitni uklopci bitumena ili glinovite tvari, koji unutar pojedinih kristala mogu biti pravilno, zonarno raspoređeni (sl. 6-12D). Takav se raspored uklopaka tumači kao posljedica procesa samočišćenja pri dolomitizaciji, tj. potiskivanju kalcita koji je u vapnencima sadržavao primjese, a te se primjese pri rastu dolomitnih kristala sporadično uklapaju u dolomitni kristal (Füchtbauer, 1974). Kasnodijagenetski dolomiti nastali na većoj dubini prekrivanja, čiji je približno stehiometrijski sastav odraz polaganog rasta kristala iz jako razrijeđenih i Mg siromašnih otopina povišene temperature, tj. porozni "šećerasti" dolomiti sastavljeni od krupnih, mozaičnih euhedralnih kristala (vidi odjeljak 6.1.2), često imaju bistri rub i od inkluzija zamućeno središte (Sibley, 1982).

6.4.3. Bojenje mikroskopskih izbrusaka dolomitnih stijena

Radi lakšeg razlikovanja kalcita od dolomita te ferokalcita i ferodolomita, a osobito radi lakšeg praćenja i opažanja međusobnih odnosa između kalcita i dolomita kod dolomitizacije i dedolomitizacije u mikroskopskim izbruscima, razrađena je metoda brzog i jednostavnog bojenja mikroskopskih izbrusaka (Evamy & Shearman, 1962). Da bi se obojio mikroskopski izbrusak potrebne su dvije otopine:

Otopina A: 2 g K-fericijanida, odnosno heksacijanoferata $K_3Fe(CN)_6$, otopi se u 100 ml destilirane vode kojoj je dodan oko 1 ml koncentrirane klorovodične kiseline - HCl. Ta otopina nije stabilna i uvijek se mora koristiti svježe pripravljena.

Otopina B: 0,2 g Alizarin-crvenog S se otopi u 100 ml destilirane vode kojoj je prije toga dodan 1 ml koncentrirane HCl (= N/8 HCl).

Postupak bojenja: Nepokriveni se izbrusak kratko, oko 45 s, uroni u mješavinu otopina A i B napravljenu u omjeru 2:3 (npr. 20 ml A i 30 ml B), lagano pokreće pincetom, a zatim uroni oko 15 sekundi u otopinu B. Izbrusak se temeljito opere destiliranom vodom (pomoću boce štrcaljke), osuši i pokrije pokrovnim stakalcem. Kalcit, odnosno vapnenac, oboji se ciglastocrveno (tamno na sl. 6-12B i 6-13), dolomit ostaje neobojen (bijelo ili svijetlo na sl. 6-12B i 6-13), a ako izbrusak sadrži ferokalcit s više od 1% $FeCO_3$ obojiti će se ljubičastoplavo, ili ako sadrži ferodolomit, tj. ankerit, plavičastozeleno.

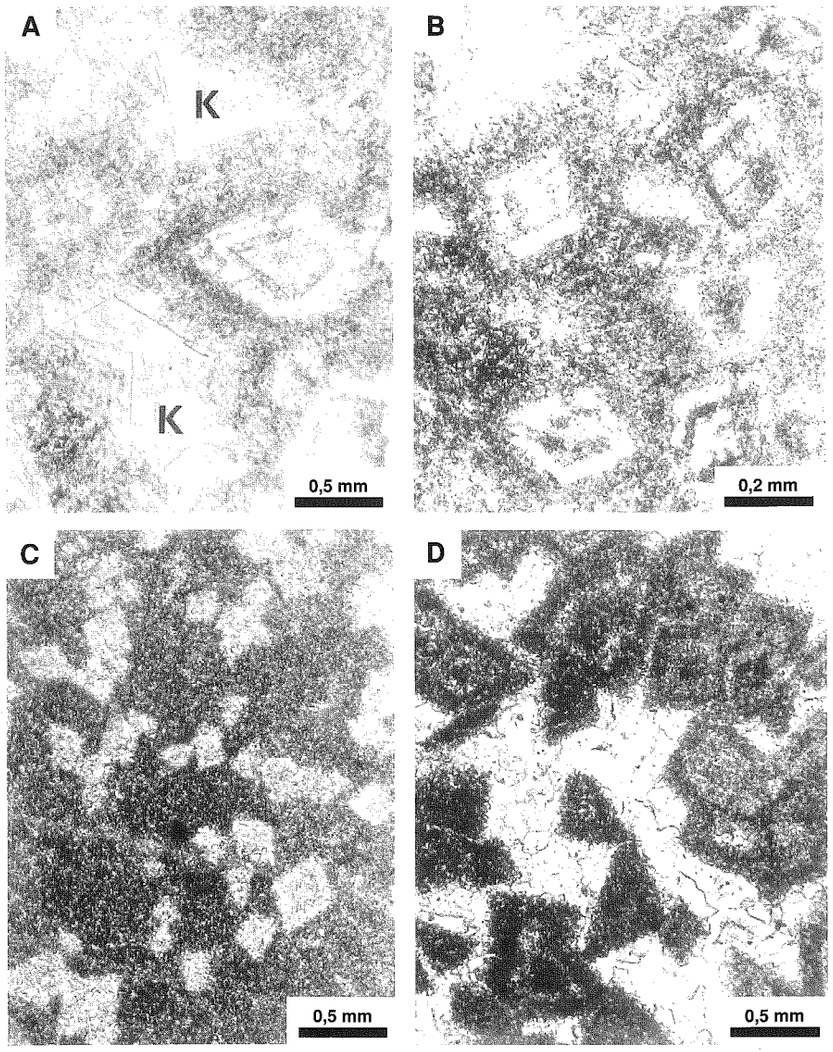
Ako bojimo mikroskopske izbruske u kojima ne očekujemo ferokalcit i/ili ferodolomit (ankerit), za postupke bojenja nije nam potrebna otopina A, odnosno izbruske bojimo samo otopinom B, i to uranjanjem u trajanju od približno 15 sekundi.

6.5. Dedolomitizacija i dedolomiti

Dedolomitizacija *je proces selektivnog otapanja dolomitnih kristala u dolomitičnim vapnencima, kao i proces potiskivanja dolomitnih kristala ili stijene dolomita kalcitom.*

Potiskivanje dolomita kalcitom najčešće započinje u unutarnjem dijelu dolomitnih romboedrijskih kristala i širi se prema njihovu rubu (sl. 6-12B i 6-13A i B). Potiskivanje dolomita kalcitom, odnosno dedolomitizacija ili kalcitizacija, može biti i centripetalna, tj. započinjati na rubu dolomitnih kristala i širiti se u njihovu unutrašnjost. Na taj način često od dolomitnih kristala preostanu samo dolomitni rubovi ili konture, a cijeli su kristali ili njihove pojedine zone pretvoreni u mikrokristalaste kalcitne agregate (sl. 6-13). Takve dolomitne stijene nazivaju se **dedolomiti** (Evamy, 1967).

Pri potpunoj dedolomitizaciji teško se može zapaziti reliktna dolomitna struktura jer je dolomit pretvoren u manje-više jednolični mikrokristalasti kalcitni agregat ili "vapnenac rekristalizacijske strukture" za koji je teško mikroskopski



Slika 6-13 Dedolomitizacija i dedolomiti. **A** - Dolomitni romboedrijski kristali zahvaćeni dedolomitizacijom u obliku tamnih zona kriptokristalastog kalcita koje označavaju dijelove s povišenim Ca-suviškom unutar kristala. Središnji dijelovi kristala, po sastavu bliži stehiometrijskom dolomitu, slabije su ili uopće nisu zahvaćeni dedolomitizacijom (bijelo) i obično sadrže zonarno raspoređene uklopke kerogena (tamne sitne točkice). Zonarnoj dedolomitizaciji prethodilo je izlučivanje kalcitnoga cementa (K) u interkristalnim porama. Donja kreda (berijas), Rovinjsko Selo. Bojeni izbrusak. **B** - Zonarna dedolomitizacija hipidiotipnih dolomitnih kristala (tamno) praćena rekristalizacijom kriptokristalaste kalcitne mase nastale pri procesu dedolomitizacije. Donja kreda (berijas), Nova Vas u Istri. Bojeni izbrusak. **C** - Potpuno dedolomitizirani idiotipni dolomitni kristali u kasnodijagenetski dolomitiziranom mikritnom vapnencu. Gornja kreda (cenoman), Lovrečica u Istri. Bojeni izbrusak. **D** - Dedolomit s potpuno dedolomitiziranim idiotipnim dolomitnim kristalima (tamno) u mikrokristalastom kalcitu nastalom rekristalizacijom kalcitiziranih dolomitnih kristala. Premda je zadržan oblik i raspored dolomitnih kristala i stijena ima reliktnu mozaičnu dolomitnu strukturu, zbog potpune dedolomitizacije ona sadrži samo 1,38% dolomita (Tišljar, 1976). Donja kreda (barem), Rovinjsko selo. Bojeni izbrusak.

utvrditi je li nastao dedolomitizacijskim ili rekristalizacijskim procesima.

Dedolomitizacija se lakše i intenzivnije zbiva ako dolomitni kristali imaju veći Ca-suvišak, odnosno što je njihov sastav različitiji od stehiometrijskog. Dakle, Ca-dolomiti ili "protodolomiti" su podložniji procesu dedolomitizacije od čistih stehiometrijskih dolomita. Budući da kod velikog broja kasnodijagenetskih dolomita razmjerno veliki kristali imaju znatan Ca-suvišak, te da je unutar jednog kristala Ca-suvišak često zonarno raspoređen, to će u nepotpuno kalcitiziranim velikim dolomitnim kristalima kalcitizacija biti zonarna (Tišljar, 1976), što se lijepo vidi na obojenim mikroskopskim izbruscima (sl. 6-13A, B i D).

Dedolomitizacija, odnosno kalcitizacija dolomita, nastupa pri cirkulaciji površinskih meteorskih voda kroz dolomite, ako su one otapanjem okolnih vapnenaca primile toliko Ca-hidrogenkarbonata da su postale prezasićene u odnosu na kalcit, a podzasićene u odnosu na dolomit. Drugim riječima, takve otopine imaju vrlo nizak molarni odnos Mg/Ca, pa dolomit u njihovoj prisutnosti više nije stabilan, otapa se ili ga potiskuje kalcit koji je stabilan u otopini s visokom koncentracijom Ca-hidrogenkarbonata.

Dedolomitizacija je proces uglavnom vezan samo za površinu Zemlje ili za male dubine prekrivanja (Tatarski, 1949; Lang, 1964; Fritz, 1966; Friedman & Sanders, 1967; Peryt & Scholle, 1996). De Grootovi (1967) eksperimenti pokazuju da se taj proces u laboratoriju može odvijati samo u uvjetima sličnim onima koji vladaju na površini ili plitko pod površinom Zemlje. To su:

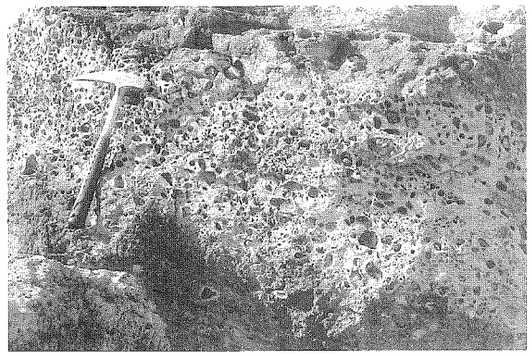
- velika brzina cirkulacije vode koja pogoduje brzom odnošenju oslobođenih Mg iona kako bi se stalno održavao niski molarni odnos Mg/Ca;
- temperatura niža od 15°C, i
- niski parcijalni tlak CO_2.

Dedolomitizacija je kasnodijagenetski proces koji se zbiva u već očvrsnutim stijenama, uglavnom kasnodijagenetskim, ali i ranodijagenetskim dolomitima ako su uslojeni s evaporitima, kako je to primjerice slučaj u permu središnje Dalmacije (Tišljar, 1992) i Poljske (Peryt & Scholle, 1996). Široko je rasprostranjena u površinskim dijelovima dolomitnih stijena različite geološke starosti. Ona je jedan od najvažnijih uzroka što se neki dolomiti na izdanku pjeskovito drobe i raspadaju poput slabo vezanog pješčanog sedimenta, kao i činjenice da takvi dolomiti i dedolomiti burno reagiraju s hladnom 10% otopinom HCl, što je inače na terenu mnogim geolozima pomoćna metoda razlikovanja vapnenaca od dolomita.

Dedolomitizacija je posebno značajna u šupljikavim karbonatnim brečama, tzv. **opučnjacima** ili *rauhwackama* u karbonatno-evaporitnom kompleksu područja Sinja, Knina i Drniša (Tišljar, 1992). To su visokoporozne, šupljikave breče sastavljene od varijabilnih udjela nesortiranih, nezaobljenih i po površinama i uglovima korodiranih odlomaka vapnenaca, ranodijagenetskih dolomita, dedolomita i evaporita (gipsa i anhidrita). Odlomci dolomita obično su manje ili više dedolomitizirani (kalcitizirani), a odlomci evaporita uglavnom potpuno izluženi, što brečama daje šupljikavost. Osim odlomaka evaporita često su izluženi i odlomci dedolomita ili je iz njih drobljenjem ili mehaničkim raspadanjem odstranjena drobljiva dedolomitna masa, a nastali kalupi - šupljine - naknadno su djelomice, ponegdje i potpuno, ispunjeni kalcitnim cementom. To je uzrok šupljikavosti breča i njihove celularne građe. Naime, izluživanje ili mehaničko odstranjivanje drobljivog dedolomita iz odlomaka uglavnom slijedi nakon što su odlomci već bili djelomice ili potpuno cementirani, tj. u breči, a ne prije njihove cementacije u breču. To je očigledno po tome što je cement uglavnom potpuno očuvan od izluživanja i što su šupljine prave kalupne šupljine odlomaka. Ove su breče terestički sedimenti nastali zajedničkim djelovanjem tektonskoga drobljenja, kolapsiranja i fizikalnog i kemijskog trošenja karbonatno-evaporitnih stijena i

dedolomitizacije dolomitnih odlomaka na površini Zemlje u uvjetima razmjerno tople i suhe klime, vjerojatno s dugim sušnim i kratkim kišnim razdobljima. U tim uvjetima, uz isparavanje oborinskih i pornih voda zasićenih Ca-hidrogenkarbonatom i otopljenim Ca-sulfatom, odlomci stijena su na površini Zemlje cementirani korastim - pizoidnim i speleotemskim kalcitnim cementom (*dripstone cement*) u manje-više čvrstu breču. Zbog izluživanja evaporitnih odlomaka te dedolomitizacije i odstranjivanja dedolomitne mase iz dolomitnih odlomaka, breče dobivaju šupljikavu i celularnu građu (Tišljar, 1992). Jak intenzitet dedolomitizacije posljedica je, vjerojatno, vrlo niskoga molarnog odnosa Mg/Ca u površinskim i pornim vodama zbog velike koncentracije Ca iona koji potječu od otapanja Ca-sulfata iz evaporita i od otapanja vapnenaca u zoni kore trošenja.

Slične primjere izluživanja dolomitnih fragmenata kao posljedice dedolomitizacije nalazimo u "litavcu" - poznatom građevnom kamenu od kojega su izgrađeni mnogobrojni objekti u Zagrebu - vađenom iz badenskih naslaga Medvednice (Bizek, G. Vrapče), kako to prikazuje sl. 6-14.



Slika 6-14 Šupljikavi brečasti građevni kamen poznat pod imenom litavac: šupljikavost je posljedica mehaničkog ispiranja i izlučivanja potpuno dedolomitiziranih manjih i većih fragmenata trijaskoga dolomita koji su uklopljeni, dijelom inkrustacijom a dijelom cementacijom, u badensku koralinacejsku biolititnu i biokalkarenitnu vapnenačku masu. Pri potpunom izlučivanju dolomitnih fragmenata u stijeni su preostale samo njihove kalupne šupljine. Neogen (baden), kamenolom Bizek - Medvednica.

7. Karbonatni klastiti: breče i konglomerati, vapnenački pješčenjaci, lapori i marliti

7.1. Sastav i sklop karbonatnih konglomerata i breča

Breča ili **kršnik** *je općeniti naziv za više ili manje čvrsto vezanu klastičnu stijenu koja se sastoji od uglatog do poluzaobljenog stijenskog kršja i cementa ili matriksa* (sl. 7-1), a **konglomerat** ili **valutičnjak** *naziv za čvrsto litificiranu stijenu koja se pretežito sastoji od dobro zaobljenih klasta - valutica dimenzija šljunka* (>2 mm).

Granica između breča i konglomerata kod pojedinih tipova krupnozrnastih karbonatnih klastita ne mora biti oštra i jasna, jer između ovih dvaju tipova postoje međusobni prijelazi, odnosno valutice određenoga petrografskog sastava mogu biti zaobljene, a drugi odlomci stijena se mogu pojavljivati u obliku uglatih ili poluzaobljenih fragmenata. Pojedini autori za takve klastične stijene koriste termin **brečo-konglomerati**.

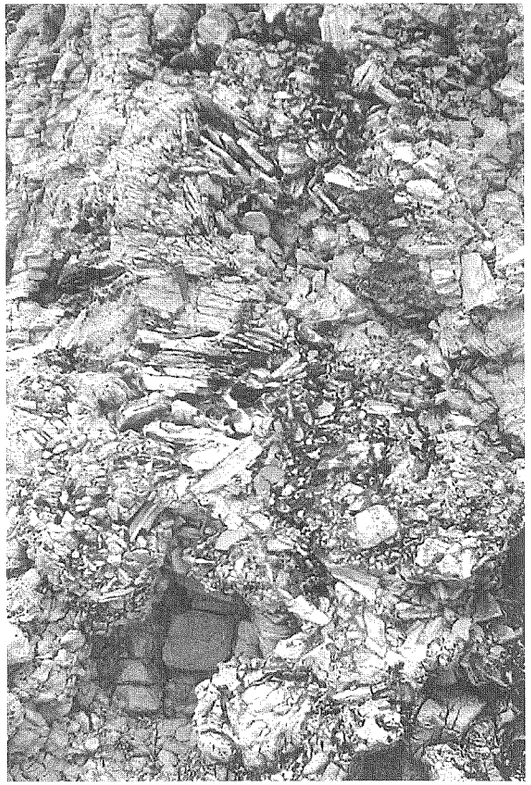
Kršje ili drobina i **sipar** *akumulacije su nevezanih, uglatih klasta - odlomaka stijena ili mineralnih zrna, od kojih više od polovice ima promjer veći od 2 mm* (sl. 7-1). Akumulacije kršja ili drobine koje su nastale nakon kretanja slobodnim padom i kotrljanjem pojedinačnih klasta niz strmu padinu općenito se zovu **kameni odroni** (*carbonate rockfalls*), pri čemu se za odrone nastale na kopnenim padinama kod nas obično koristi naziv **siparište**, a sâm je detritus često poznat kao **sipar** (jer se sipa niz padinu). Velika sedimentna tijela kamenih odrona - siparišta - česta su pojava u planinskim masivima na strmim golim stijenskim padinama, u udolinama između dviju litica ili u podnožjima litica. U marinskim se okolišima kameni odroni obilnije pojavljuju samo u podnožju strmih podmorskih karbonatnih padina, ponajčešće u podnožju podmorskih kanjona ili jaruga ili na rasjednim brazgotinama (odjeljak 14.2.1).

Kršje koje je vezano u čvrstu stijenu, bez obzira na način postanka, naziva se breča ili kršnik: kršje nastalo cementacijom materijala na kopnenim padinama, strminama i u njihovim podnožjima naziva se **siparišna breča**, na podmorskim karbonatnim padinama **karbonatna odronska breča** (*rockfall breccia*), a akumulacije kršja taloženog nakon prijenosa debritnim tokovima poznate su kao **debriti**, odnosno ako je kršje vezano u manje-više čvrstu stijenu kao **debritna breča** (sl. 7-6, 7-7 i 14-1).

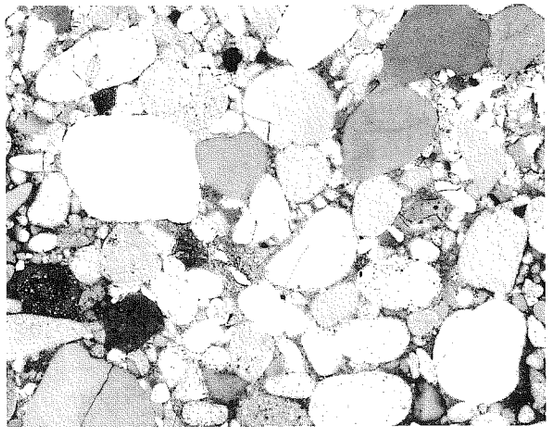
Šljunak je nevezana akumulacija dobro zaobljenih stijenskih, rjeđe i mineralnih klasta, odnosno valutica, promjera pretežito većeg od 2 mm te promjenljive količine zrna dimenzija pijeska, ponegdje i praha i gline (mulja), a **valutičnjak** ili **konglomerat** je čvrsto vezana stijena koja se pretežito sastoji od dobro zaobljenih valutica dimenzija šljunka s pješčanim, muljevitim ili mikritnim matriksom ili bez njega (sl. 7-2).

Kod karbonatnih breča i konglomerata, kao i ostalih sedimentnih stijena koje se sastoje od klasta ili bioklasta, razlikuju se zrna, matriks, cement i pore (sl. 7-3), pri čemu zrna mogu imati romboedrijsko ili kubično pakiranje, točkaste, tangencijalne, konveksno-konkavne ili suturirane kontakte, te zrnsku ili muljevitu potporu (sl. 7-4).

Zrna ili **klasti** su detritični mineralni ili litični sastojci preostali nakon fizikalnog i kemijskog trošenja starijih stijena, koji su taloženi nakon prijenosa vodom, ledom ili vjetrom. Zrna čine osnovni skelet ili konstrukciju stijene. Ako se međusobno dodiruju i podupiru jedna o druga (sl. 7-3),



Slika 7-1 Siparišna vapnenačka breča sastavljena od loše sortiranih, pločastih fragmenata donjokrednih (albskih) vapnenaca. Odlikuje se klastnom potporom i razmjerno malim udjelom matriksa i kalcitnog cementa u međuprostorima klasta uz mjestimice jasnu orijentaciju pločastih klasta kao posljedicom njihovoga kretanja niz strmu padinu bez prevrtanja, tj. njihovim gravitacijskim vučenjem i/ili usipavanjem bez formiranja stalnog debritnog toka. Kvartar, Zlatne stijene kod Pule.



Slika 7-2 Karbonatni petromiktni konglomerat (prominski vapnenački konglomerat) sastavljen od izvrsno zaobljenih valutica jurskih i krednih vapnenaca, rjeđe dolomita, alveolinskih vapnenaca i pješčenjaka, te poluzaobljenih i poluuglatih fragmenata rožnjaka. U intergranularnim prostorima nalazi se mikritni detritus (vapnenački mulj) pigmentiran Fe-oksidima i hidroksidima. Prominska formacija, kamenolom Pakovo Selo - središnja Dalmacija. Polirana ploča, umanjeno 2,5 x.

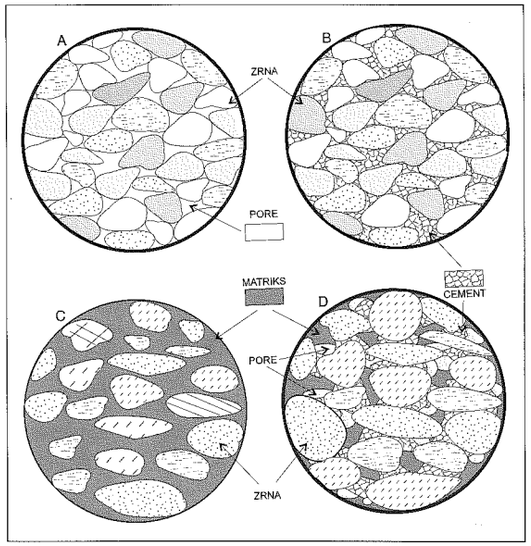
govori se o **zrnskoj ili klastnoj potpori** (*grain-support*).

Matriks je sitan detritus (kod konglomerata i breča obično sitan pijesak, prah, mulj ili glina) koji je transportiran i taložen zajedno sa zrnima. U sedimentu se matriks nalazi ili u međuprostorima zrna (intergranularnim porama), pa zrna imaju međusobnu potporu (tzv. zrnsku potporu), ili pak zrna "plivaju" u njemu, pa je to **matriksna** ili **muljevita potpora** (*matrix-support*, *mud-support*). Pješčenjaci obično sadrže glinovito-prahoviti ili kloritni matriks, a konglomerati glinovito-prahovito-pjeskoviti matriks. Litifikacijom matriks postaje čvrsto **matriksno vezivo** kojim se zrna ili klasti povezuju u čvrstu stijenu.

Cement je mineralna tvar izlučena u porama između zrna nakon njihova taloženja (sl. 7-3), ali i na mjestu otopljenih zrna. Dakle, to je postsedimentacijski sastojak. Izlučivanjem cementa - cementacijom - također se zrna ili klasti povezuju - cementiraju - u čvrstu stijenu, pa cement pripada **mineralnom vezivu** sedimentne stijene.

Pore su slobodni prostori između zrna u kojima nema niti matriksa niti cementa (sl. 7-3). Obično su ispunjene plinovima (ugljik-dioksidom, metanom, dušik-dioksidom) i/ili vodom ili naftom.

Zrna ili klasti od kojih se sastoji neka breča ili konglomerat, kao i pješčenjak, imaju određeni



Slika 7-3 Shematski prikaz načina pakiranja zrna (klasta) i načina cementacije i litifikacije klastičnog sedimenta (ali i bioklastičnog ili općenito alokemijskog vapnenca). **A** - Zrnska potpora (ili klastna potpora) nelitificiranog taloga odlikuje se zrnima (klastima) u međusobnom dodiru. U intergranularnim (interpartikularnim) porama nema niti matriksa niti cementa. **B** - Zrna ili klasti sa zrnskom potporom cementirani u čvrstu stijenu nakon izlučivanja mineralnog cementa u intergranularnim porama. **C** - Matriksna potpora se odlikuje matriksnom (muljevitom) osnovom u kojoj se zrna ili klasti međusobno ne dodiruju (poput otoka "plivaju" u matriksu). Litifikacijom matriksa nastaje čvrsta stijena matriks-potpornoga tipa. **D** - Općeniti primjer strukturnih komponenata neke sedimentne stijene sa zrnskom potporom koja ne pripada niti čistom B niti čistom C tipu: sastoji se od zrna i matriksa, tj. zajedno nataloženog zrnastog i muljevitog detritusa, intergranularnih pora (bijelo) i naknadno izlučenog cementa u dijelu pornih prostora.

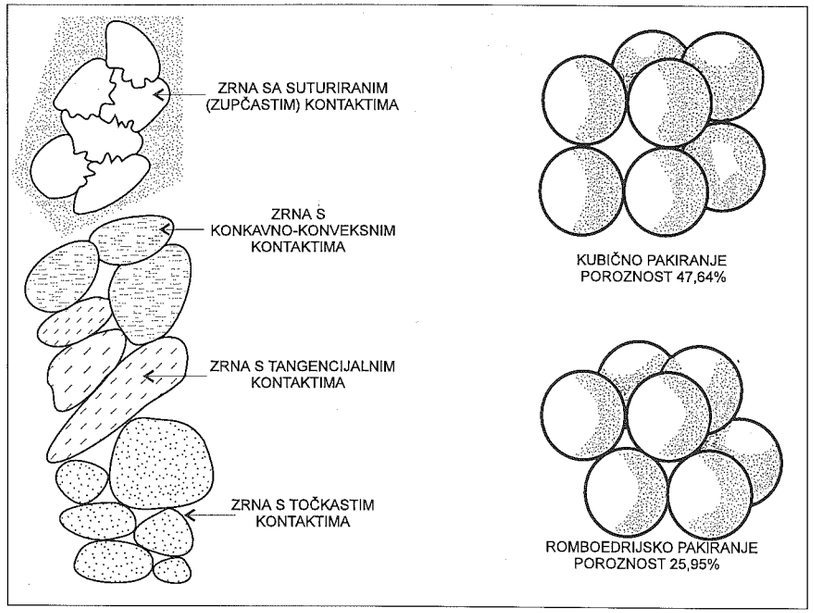
raspored i orijentaciju unutar stijene, odnosno imaju određeni **sklop**. To je svojstvo u engleskoj terminologiji obuhvaćeno terminom *fabric* (= građa), a u njemačkoj terminologiji terminom *Gefüge* (= sklop ili struktura). Raspored i orijentacija zrna u sedimentu ovise o uvjetima koji su vladali tijekom transporta, taloženja i mehaničke dijageneze, osobito kompakcije ili zbijanja zbog tlaka nadsloјeva. Utjecaj je kompakcije to snažniji što detritus sadrži više glinovitog ili muljevitog matriksa.

S obzirom na način pakiranja, sortiranja i međusobnog rasporeda zrna različitih dimenzija u sedimentu, razlikuju se tri osnovna načina:

a) klasti i krupna zrna imaju međusobnu potporu ili kontakte zrno-na-zrno (sl. 7-3), tj. **zrnsku potporu** ili **klastnu potporu** (*grain-support*, *clast-support*), a između krupnih zrna nalaze se dobro sortirana sitnija zrna ili tzv. matriks (= bimodalni sastav);
b) klasti i krupna zrna imaju međusobnu potporu ili kontakte zrno-na-zrno, a između krupnih zrna nalaze se loše sortirana sitna zrna ili matriks (= polimodalni sastav), i
c) klasti i krupna zrna nemaju međusobnu potporu, tj. nemaju kontakte zrno-na-zrno već "plivaju" u matriksu (sl. 7-3), pa je to **matriksna** ili **muljevita potpora** (*matrix- support*, *mud-support*) i polimodalni sastav.

Vrlo važno strukturno svojstvo sedimenata jest **način pakiranja zrna** (*packing*), jer o njemu ovise poroznost, propusnost i način cementacije sedimenta. Zrna pri taloženju mogu zauzeti različite međusobne položaje i dati različitu gustoću pakiranja. Teorijski gledano, kugle istih dimenzija mogu međusobno zauzeti romboedrijsko ili kubično pakiranje, pri čemu je najrahlije kubično pakiranje s poroznošću od 47,64 % a najgušće romboedrijsko pakiranje s poroznošću od 25,95 % (sl. 7-4). U prirodi, tj. u sedimentima, međutim, zrna nikada nisu kugle niti su sva istoga promjera, pa će i njihova poroznost biti znatno niža od teorijske vrijednosti za kubično pakiranje. Najgušće će pakiranje imati pjeskoviti šljunak s niskim koeficijentom sortiranja, tj. sediment širokog raspona granulometrijskog sastava koji sadrži zrnca svih dimenzija, jer se u njemu u međuprostorima krupnijih zrna nalaze sitna zrnca.

Kompakcija ili **zbijanje**, tj. mehanički dijagenetski procesi, imaju vrlo važnu ulogu pri formi-



Slika 7-4 Shematski prikaz glavnih tipova međusobnih kontakata zrna u mikroskopskom izbrusku zrnaste sedimentne stijene i intergranularne poroznosti pri teorijskom kubičnom i romboedrijskom pakiranju kuglastih zrna u sedimentu.

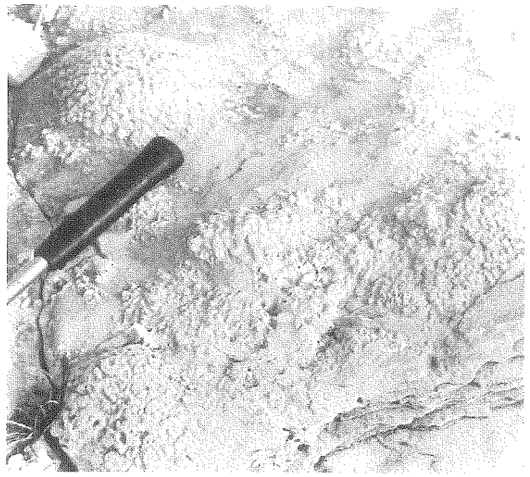
ranju međusobnih kontakata zrna u sedimentu. Neposredno nakon taloženja zrna uglavnom imaju točkaste ili tangencijalne kontakte (sl. 7-4), a ako sediment uz zrna sadrži i znatan udio matriksa (zrna pijeska u glini), zrna nemaju međusobnu potporu, već "plivaju" u matriksu, odnosno zrna imaju "muljevitu potporu" (sl. 7-3).

Općenito, ako zrna pri taloženju imaju zrnsku potporu, tj. točkaste ili tangencijalne kontakte zrna-na-zrno, uz dobro sortirani matriks u međuprostorima krupnih zrna (bimodalni sastav), pakiranje sedimenata tvorit će otvorenu trodimenzionalnu mrežu slobodnih pora i odlikovat će se velikom poroznošću i propusnošću. Povećanjem dubine prekrivanja, odnosno povećanjem tlaka nadslojeva, zbog zbijanja zrna dobivaju konkavno-konveksne, a pri vrlo velikim tlakovima zbog tlačnog otapanja i suturirane kontakte (sl. 7-4), čime se bitno smanjuje poroznost i propusnost, o čemu je iscrpnije već bilo riječi u poglavlju 5.8, tj. o dijagenezi na velikoj dubini prekrivanja.

7.2. Karbonatne breče

Breče se u geološkoj terminologiji često nazivaju prema prevladavajućem petrografskom tipu fragmenata, pa tako karbonatnim brečama pripadaju, s obzirom na petrografski sastav klasta, **vapnenačke breče**, **dolomitne breče** i **vapnenačko-dolomitne breče**, koje mogu biti vrlo različitog postanka. Sedimentološka se klasifikacija breča zbog toga temelji na načinu njihova postanka koji nije uvijek jednostavno utvrditi i za to su potrebna kompleksna terenska i mikroskopska, a nerijetko i laboratorijska istraživanja (vidi Tišljar, 1994).

S obzirom na sedimentološke i genetske značajke karbonatne breče se, općenito kao i sve breče, dijele na **intraformacijske** i **ekstraformacijske**. Među karbonatnim brečama veliko sedimentološko značenje imaju intraformacijske, kataklastične, rasjedne i tektogene, debritne i siparišne breče, a posebice još i postsedimentacijske



Slika 7-5 Intraformacijska plimna breča - talog olujne plime. Sastoji se od loše sortiranih mikritnih i stromatolitnih intraklasta i plastiklasta koji su olujnim plimnim valovima naplavljeni na stromatolitne *intertidalne* taloge, a zatim u uvjetima normalnih plima postupno prekriveni vapnenačkim muljem i stabilizirani rastom cijanobakterijskih livada s karakterističnim oblicima za LLH-stromatolite, tj. na gornjoj slojnoj površini pokazuju "bočno povezane polukugle" (*laterally linked hemispheroids*). Po površini LLH-stromatolita, kao i u "brečastim kvrgavim polukuglastim ispupčenjima" (Tišljar, 1978a), unutar mikritnoga matriksa i stromatolitnih lamina, dobro se opažaju nepotpuno zatrpani fragmenti (intraklasti i plastiklasti) plimne breče. Donja kreda (barem), obala na rtu Šilok kod Červara sjeverno od Poreča.

dolomitizacijske, tektogeno-dijagenetske i stilolitizacijske breče.

7.2.1. Intraformacijske karbonatne breče i konglomerati

Intraformacijske karbonatne breče i konglomerati *krupnozrnasti su klastični sedimenti nastali razaranjem i pretaložavanjem nekog slabo ili nepotpuno litificiranog karbonatnog sedimenta bez znatnijeg prijenosa fragmenata i valutica unutar sedimentacijskog prostora odmah nakon razaranja sloja i nastanka klasta - valutica ili fragmenata, dakle u istoj stratigrafskoj jedinici*. Intraformacijske breče i/ili konglomerati obično su ograničeni na uži sedimentacijski prostor, tj. nemaju znatniju bočnu i vertikalnu rasprostranjenost, jer je i njihov postanak ograničen na strogo određene uvjete i okoliše taloženja. Vrlo često ih nalazimo unutar periplimnih vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita karbonatnih platforma, gdje su dobri indikatori za identifikaciju promjena uvjeta taloženja. Najčešće nastaju tijekom kratkotrajnih izronjavanja taloga iznad srednje razine oseke (***peritidalne* breče i konglomerati**), pri čemu su nerijetko razarani i reduktivni, tamni močvarni talozi, pa nastaju tzv. **"*black-pebble*" breče**.

Intraformacijskim brečama ili konglomeratima pripadaju i krupnozrnasti karbonatni sedimenti nastali naplavljivanjem intrabazenskih valutica i fragmenata (intraklasta i plastiklasta) na plićake, plimne ravnice, najpliće rubne dijelove laguna ili ravnih niskih obala i na *supratidal* pri olujnim valovima. Takvi sedimenti nazivaju se **olujne breče**, **olujni konglomerati** ili **talozi olujnih plima**, odnosno u svjetskoj literaturi **plimni tempestiti** ili pak ***storm-tide deposits*** ako su na plimne ravnice ili plimnu zonu naplavljivani olujnim plimama (vidi sl. 7-5).

Poseban su tip intraformacijskih breča tzv. desikacijske breče, breče s plosnatim fragmentima (*edgewise breccia*) i slampne breče.

Desikacijske breče (*desiccation breccia*) nastaju pretaloživanjem izduženih, plosnatih i pločastih odlomaka karbonatnih taloga djelovanjem struja plime i oseke, pri čemu odlomci plosnatog oblika potječu od pretaložavanja potplimnih ili natplimnih taloga raspucanih pukotinama isušivanja ili desikacijama (sl. 6-8 i 12-5).

Breče s plosnatim fragmentima (*edgewise breccia*) su sastavljene od koso nagnutih plosnatih, međusobno bočno više ili manje poravnatih fragmenata akumuliranih pri jakim jednosmjernim tokovima, obično plimnim strujama ili valovima. Pri pretaložavanju takvi se plosnati i pločasti fragmenti djelovanjem struja orijentiraju i pa-

kiraju tako da su im najduži bridovi međusobno paralelni i uvijek u odnosu na sloj nagnuti u istom smjeru pod istim ili sličnim kutom.

Pojave desikacijskih breča i breča s plosnatim fragmentima, njihova pravilna identifikacija i prepoznavanje izuzetno su važni za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja, osobito na karbonatnoj platformi (odjeljak 13.2.1).

Desikacijske su breče, primjerice, završni član ciklusa i parasekvencija oplićavanja naviše (*shallowing upward parasequences*) u titonskim vapnencima Istre ("desikacijski ciklusi" - Tišljar et al., 1983b, 1995) i periplimnim vapnencima u otrivu i baremu šireg područja sjeverno od Poreča (Tišljar et al., 1991b).

Intraformacijske konglomerate koji se sastoje od kuglastih, elipsoidnih ili diskoidnih valutica vapnenaca na kojima se vide plastične deformacije (obično utiskivanje prvobitno jače litificiranih valutica u primarno mekše valutice ili gnječenje valutica pri kompakciji) nazivamo "**konglomerati s muljevitim valuticama**" (*mud-pebble conglomerates*), odnosno "karbonatni konglomerati s mikritnim intraklastima". To su konglomerati nastali razaranjem i pretaložavanjem još nepotpuno litificiranoga karbonatnog (vapnenačkog ili ranodijagenetskog dolomitnog) muljevitog taloga zbog povišenja energije vode i djelovanja valova u najplićim dijelovima sedimentacijskog bazena, najčešće u najplićem dijelu plitkog *subtidala* i u donjem *intertidalu*, a u pravilu su u vezi i s oplićavanjem i/ili oscilacijama morske razine. Vrlo često nalazimo ih u ritmičkim *peritidalnim* ciklusima taloženja vapnenaca, pri čemu valutice od kojih se sastoje pripadaju istom litofacijesu i biofacijesu kao i vapnenci u neposrednoj podini konglomerata. Takvi se konglomerati često nalaze unutar slijeda ritmičke sedimentacije periplimnih vapnenaca donje krede Istre (Tišljar et al., 1983b; Velić & Tišljar, 1987).

Karbonatne breče klizanja (*landslide breccia*) i **karbonatne slampne breče** (*slump breccia*) nastaju akumulacijom i litifikacijom karbonatnog stijenskog materijala koji je translacijskim ili rotacijskim klizanjima kidan i razoren u masu većih ili manjih fragmenata u obliku olistostroma i slampova akumuliranih na kopnu ili pod vodom (vidi odjeljak 14.2.1).

Slampne breče (*slump breccia*) nastaju pri dnu podmorskih padina akumulacijom velike količine sedimenta koji je klizanjem ili slampiranjem spuštan niz padinu i u njezinom je podnožju akumuliran u obliku deformiranih slojeva - tzv. **megaslampova** (vidi odjeljak 14.2.1). Pojedini jače litificirani dijelovi slojeva ili jače litificirani slojevi unutar takvih taloga koji kližu niz padinu kidaju se, brečiraju i uklapaju u homogenizirane plastične taloge stvarajući slampne breče.

7.2.2. Ekstraformacijske kataklastične karbonatne breče

Ekstraformacijske kataklastične karbonatne breče (*cataclastic breccia*) *nastaju procesima kataklaziranja, tj. lomljenja i drobljenja stijena pri kretanju stijenskih masa jednih preko drugih ili jednih uz druge*. Tektonika je najvažniji činitelj kataklaziranja, jer se tektonskim pokretima kreću najveće mase stijena uz golemu energiju, ali do kataklaziranja može doći i pri odronima, klizanju i urušavanju manjih ili većih stijenskih masa. Pri tektonskim su pokretima lomljenje i drobljenje stijena najjači na granici dviju masa koje se kreću ili mase koja se kreće i mase koja miruje, tj. duž rasjeda, navlaka i pri boranju.

Kataklastične su breče prema načinu postanka podijeljene na odronske ili siparišne breče, debritne breče te rasjedne i tektogene breče (tablica 1-1).

7.2.2.1. Odronske i siparišne breče

Kameni odroni (*rock falls*) i **kamene lavine** (*rock avalanche*) *nagli su i brzi odroni kamenja - stijenskoga kršja - pod djelovanjem sile teže niz strme padine i litice*. Česti su u karbonatnim planinskim područjima na kopnu, poznati kao **sipari,** a razmjerno rijetki na podmorskim liticama i kontinentalnim padinama, kao **podmorski kameni odroni**, jer su nagibi tih padina na morskome dnu većinom preblagi za takav gravitacijski prijenos materijala. Međutim, oni se mogu na morskome dnu pojaviti na strmim rasjednim padinama, na strmim rubovima karbonatnih platforma ili u duboko usječenim submarinskim kanjonima i brazgotinama, gdje su inicirani intenzivnom i naglom erozijom ili tektonskim šokovima (odjeljak 14.2.1).

Bitna značajka tako nastalog i prenošenog karbonatnog detritusa - stijenskoga kršja - je vrlo loša sortiranost klasta, njihovo slabo habanje i zaobljavanje. Unutar loše sortiranog kršja mogu se često pojaviti i veliki blokovi - **olistoliti** promjera većeg i od nekoliko desetaka metara.

Karbonatne odronske i siparišne breče (*rockfall breccia*) *nastale su cementacijom karbonatnog detritusa koji se odronjavao i sipao niz strme kopnene padine ili litice vapnenačkih i/ili dolomitnih masiva i akumulirao u njihovom podnožju u obliku* ***karbonatnih siparišta*** *(sl. 7-1) ili velikih* ***odronskih lepeza***. Obično se nalaze u podnožju strmih litica ili u usjeklinama između strmih vapnenačkih i/ili dolomitnih stijenskih padina i litica (sl. 7-7 i 14-2).

Na kopnenim se strmim padinama loše sortirano stijensko kršje može kretati (Bertran et al., 1997):

- odronjavanjem ili sipanjem (*rockfall* = sipanje ili kretanje pojedinačnih klasta ili visokodispergiranih klasta niz liticu),
- kao suhi zrnski tok ili suha kamena lavina (*dry grain flow*),
- soliflukcijom (*solifluction* = sporo maseno kretanje tla uzrokovano ciklusima njegovog smrzavanja i otapanja),
- kao debritni tok (*debris flow*),
- kao tok klasta obavijenih ledom (*frost-coated clast flow*), i
- kao *run-off* transport, tj. kotrljanje klasta dimenzija šljunka u koritu potočića i malih jaraka na padinama nagiba od 3 do 35°.

Pri odronjavanju i sipanju niz padinu kretanje stijenskoga krša može biti "kolektivno" ili "individualno". "Kolektivno" kretanje stijenskoga kršja obuhvaća soliflukciju, debritni tok i suhi zrnski tok, a "individualno" kretanje pojedinih klasta odronjavanje i *run-off* transport. Pri individualnom kretanju klasta akumulirani detritus ne pokazuje nikakvu određenu orijentaciju klasta, a pri "kolektivnom" kretanju klasta nastaje njihova jasno preferirana orijentacija s obzirom na međusobne odnose najdužih (*a*), i najkraćih (*c*) osi, izrazito pločastih i izduženih klasta (Bertran et al., 1997). U kamenim odronima, primjerice, podjednaka količina klasta ima orijentaciju duže osi usporedno i okomito na smjer padine, pri čemu u proksimalnom i središnjem dijelu odrona prevladavaju klasti orijentirani paralelno s padinom, a u distalnom dijelu kamenih odrona klasti orijentirani okomito na padinu. Suprotno tomu, u subaerskim debritima klasti su uglavnom orijentirani tako da im je duža os paralelna s padinom.

Siparišne breče su najčešće vezane uz subaersko trošenje i snažnu eroziju stijena na strmom reljefu uz manje-više neprekinuto tektonsko izdizanje ili navlačenje. Međutim, takav detritus može kretanjem niz padinu dospjeti i u jezerske, morske ili riječne okoliše i/ili prijeći u debritni tok (sl. 7-7).

7.2.2.2. Debritne breče

Debritne breče ili **debriti** *nastaju ako je materijal niz padinu prenošen mehanizmima debritnoga toka ili toka stijenskoga kršja, tj. brzim kretanjem mase lošesortiranog stijenskog kršja i vode*. Pritom su u toku velika zrna - klasti - poduprta matriksom koji je mješavina intersticijskoga fluida i sitnoga taloga i ima ulogu uzgona, tako da se klasti sili teže suprotstavljaju kohezivnom silom muljevitog matriksa i njegovim uzgonom (vidi odje-

ljak 14.2.2.1 i sl. 14-1). Debritni tok može biti pobuđen već i na padinama maloga nagiba i po takvim se padinama duž vrlo maloga kuta nagiba može prenositi na vrlo velike udaljenosti. Fosilni dobro litificirani karbonatni debriti sastavljeni od uglatih klasta promjera većeg od 1 m često se u literaturi nalaze pod imenom **karbonatne megabreče** (vidi odjeljak 14.2.2.1).

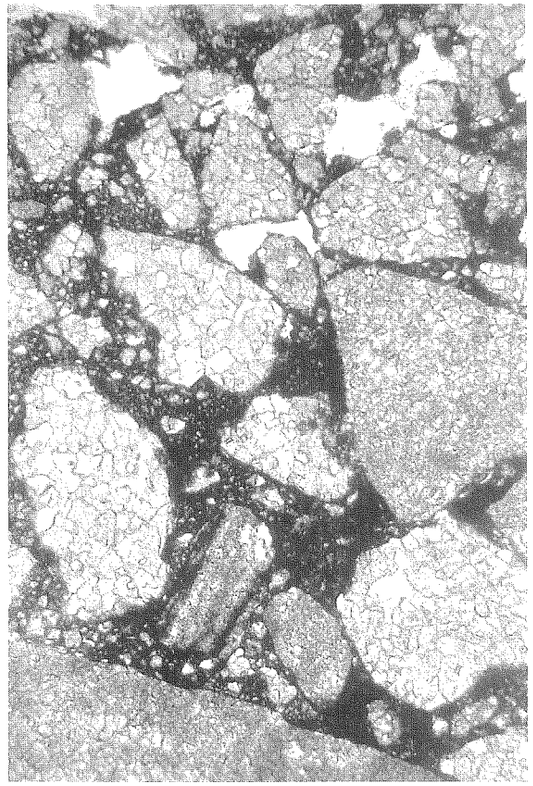
Za razliku od siparišnih i/ili odronskih breča debritne breče sadrže više matriksa, u pravilu muljevitog materijala s malo pješčanoga detritusa, a krupnozrnasti detritus može pokazivati nejasnu ili slabo izraženu obrnutu gradaciju i horizontalnu orijentaciju pločastih i izduženih klasta. Osim toga, debritne se breče često pojavljuju u obliku sekvencija s određenim unutarnjim ustrojstvom (odjeljak 14.2.2.1).

Debritne se breče uglavnom nalaze u podmorskim kanjonima i na podmorskim padinama uz kontinentalne rubove, kao i u čelima delta, a rjeđe i u pustinjskim okolišima s povremenim jakim kišama.

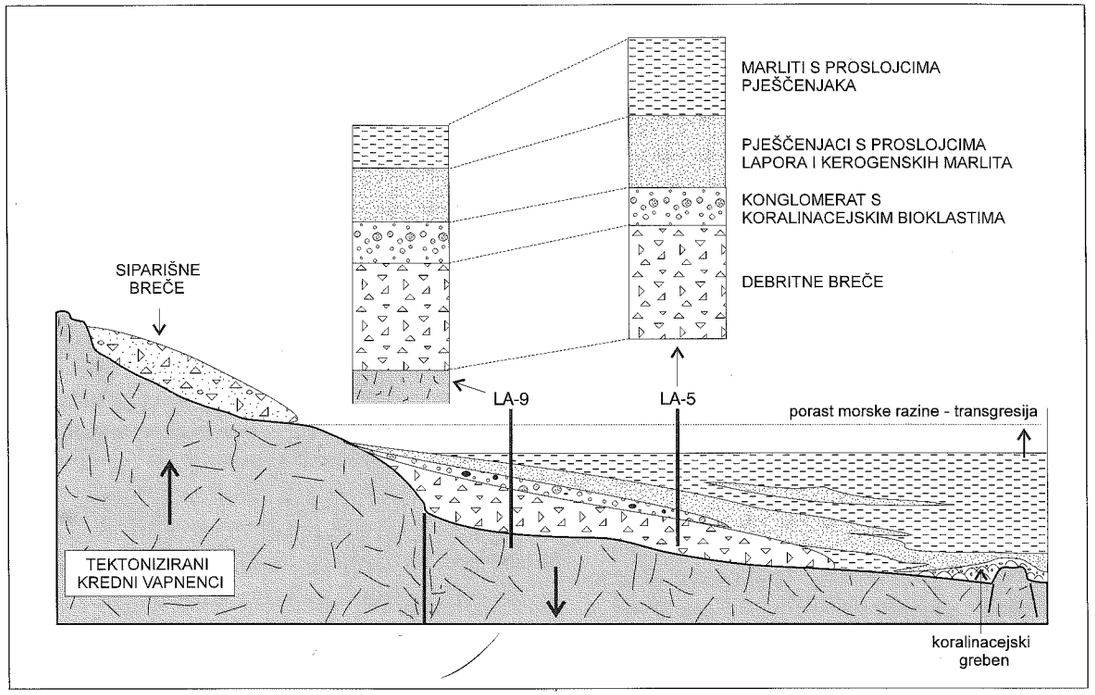
Fitting (stupanj podudarnosti obrisa klasta - Füchtbauer & Richter, 1983) je u siparišnim i debritnim brečama vrlo nizak, jer su klasti pretrpjeli znatan prijenos klizanjem, prevrtanjem ili kotrljanjem niz padinu kod siparišnih i/ili odronskih breča, a kod debritnih breča brzim kretanjem mase lošesortiranog stijenskog kršja i vode debritnim tokom. U takvim se brečama često nalaze veliki klasti - **olistoliti** (sl. 14-1).

Siparišne i/ili odronske breče se od tektogenih breča dobro razlikuju po *fittingu* i nedostatku matriksa, a debritne breče se od tektogenih razlikuju po *fittingu*, ali i obilju sitnorazdrobljenog materijala - matriksa - istog litološkog sastava, kao i po različitom obliku sedimentnih tijela.

Siparišnim, odronskim i debritnim brečama pripadaju dolomitne i vapnenačko-dolomitne breče koje su glavne kolektorske stijene mnogih naftnih i plinskih ležišta, primjerice unutar "Beničanci člana" u naftnim poljima Beničanci, Ladislavci i Obod (Tišljar, 1993). Oblici sedimentnih tijela takvih breča su klinasti, lepezasti ili potpuno nepravilni, ovisno o morfologiji padine ili terena pri dnu litice gdje je detritus akumuliran u obliku



Slika 7-6 Dolomitna debritna breča. Loše sortirano, uglato kršje kasnodijagenetskog dolomita hipidiotipne mozaične dolomitne strukture vezano u čvrstu stijenu - breču - sitnozrnastim dolomitnim matriksom koji je impregniran naftom (tamno). Matriks breče je sastavljen od sitnorazdrobljenog dolomita ("dolomitnog kamenog brašna") nastalog procesima drobljenja dolomitne stijene. Matriks je tijekom dijageneze rekristalizacijom i cementacijom pretvoren u kriptokristalastu dolomitnu masu koja čini vezivo breče, a mjestimice je i izlužen, tako da breča ima visoku poroznost (bijelo). Natapanje matriksa naftom zbilo se prije njegovog djelomičnog izluživanja. Miocen - naftna kolektorska stijena u naftnom polju Beničanci, bušotina Be-56 - dubina 2.056,9 m, istočna Slavonija. Visina slike = 3,3 mm.



Slika 7-7 Shematizirani prikaz taloženja miocenskih (badenskih) sedimenata u području naftnog polja Ladislavci u istočnoj Slavoniji (modificirano prema Tišljar, 1993). Uz strme padine snažno tektonski razdrobljenog krednog karbonatnog masiva nalaze se siparišne, a u nižem dijelu debritne breče. Uzduž obalne crte koja se tijekom badenske transgresije pomicala sve više na kopno, siparišno i debritno kršje je zaobljavano, pretaložavano i litificirano u obliku karbonatnih brečo-konglomerata i konglomerata, a u dubljem dijelu pri dnu padine u obliku karbonatnih debritnih breča (LA-5 i LA-9 su oznake istražnih bušotina sa shematskim prikazom glavnih tipova litofacijesa zahvaćenih jezgrovanjem).

siparišta, kamenog odrona ili pak debrita (sl 7-7). Uz klaste manjih ili većih dimenzija takve breče mjestimice sadrže i veće blokove, čak i velike olistolite.

Debritne breče, kao kolektorske stijene u tim poljima, odlikuju se niskim *fittingom*, vrlo lošom unutarnjom organizacijom ili pakiranjem klasta: klasti različitih dimenzija obično nemaju međusobnu potporu, nego "plivaju" u sitnozrnastom matriksu - "kamenom brašnu" - koji se u pravilu sastoji od sitnorazdrobljenih odlomaka istih stijena kao i klasti i koji je više-manje rekristaliziran i čvrsto cementiran kalcitnim ili dolomitnim cementom i natopljen naftom (sl. 7-6).

Ako je stijensko kršje dospjelo u rijeku ili more, biti će manje-više prerađeno u šljunak i iz njega će nastati **brečo-konglomerati** ili konglomerati s različitim udjelom debritnog, riječnog ili morskog detritusa. Primjer za to su priobalni brečo-konglomerati prikazani na sl. 7-7, nastali zaobljavanjem i pretaložavanjem debritnog detritusa tijekom badenske transgresije.

Vapnenačke i vapnenačko-dolomitne **jelarske breče** ("Jelar breče" - Bahun, 1974) iz poznate Jelar formacije djelomice pripadaju kategoriji odronskih i/ili siparišnih i debritnih breča, a djelomice i tektogenim brečama jer su, prema svojem postanku, vezane uz reverznu tektoniku i odronja-

vanje velikih količina krupnozrnastoga karbonatnoga detritusa niz strme padine. Unutarnja organizacija klasta vrlo je varijabilna, budući da se radi o stijenama nastalim različitim procesima u taložnim okolišima širokoga raspona, od siparišta, aluvijalnih lepeza i prepletenih rijeka do jezerskih i morskih okoliša (Vlahović et al., 1999).

7.2.2.3. Rasjedne i tektogene karbonatne breče

Rasjedne i tektogene karbonatne breče i **breče boranja** *vezane su uz tektonske zone lomljenja, rasjedanja, boranja i navlačenja vapnenačkih i dolomitnih stijenskih masa.* Razdrobljeni fragmenti tih stijena nastali pri rasjedanju, navlačenju i boranju mogu naknadno, pri cirkulaciji pornih voda koje donose mineralne tvari u otopljenu stanju biti cementirane u čvrste stijene - rasjedne ili tektogene breče ili kršnike. Do litifikacije takvog stijenskog kršja u čvrstu stijenu - breču, može doći i zbog prekristalizacije sitno razdrobljenoga karbonatnog detritusa koji je nastao kao produkt intenzivnog tektonskog drobljenja, kataklaziranja i milonitiziranja. Kako su tektonski intenzivno razdrobljene zone u pravilu i najpropusniji dijelovi karbonatne stijenske mase, to će pri cirkulaciji meteorskih voda koje se brzo zasite s Ca-hidrogenkarbonatom taj dio stijenske mase obično biti jače cementiran. Na taj način, nakon fizikalnog trošenja stijenske mase tako nastale rasjedne i tektogene breče, kao najrezistentniji dio, morfološki strše na velikim strmim izdancima ili liticama, kako je to, primjerice, česti slučaj u tektonski raspucanim i drobljenim trijaskim dolomitima Samoborske i Žumberačke gore i Plešivice. Međutim, u slučajevima gdje je cementacija tektogenih breča slaba ili nepotpuna takve se breče intenzivno troše i erodiraju dajući velike mase siparišnoga materijala u podnožju litica.

Fitting (Füchtbauer & Richter, 1983) ili *međusobni odnos i raspored susjednih klasta i stupanj podudarnosti njihovih obrisa ili kontura na mjestima dodira klasta* u tektogenim je brečama vrlo visok. Naime, klasti tektogenih breča su najčešće odvojeni samo sustavom tektonskih prslina i pukotina i nisu bili značajnije kretani ili pri tektonskom kretanju masa nisu bili prevrtani niti kotrljani. Zbog toga rasjedne i tektogene breče nisu pretpjele nikakvo značajnije sortiranje klasta. U pravilu se odlikuju klastnom potporom, a matriksna potpora je mogla nastati samo u slučaju snažnijeg drobljenja ili usitnjavanja dijelova stijena u "kameno brašno" u zonama najjačeg tektonskog milonitiziranja ili smicanja, te naknadno tijekom dijageneze rekristalizacijom i cementacijom takvog sitnog "kamenog brašna".

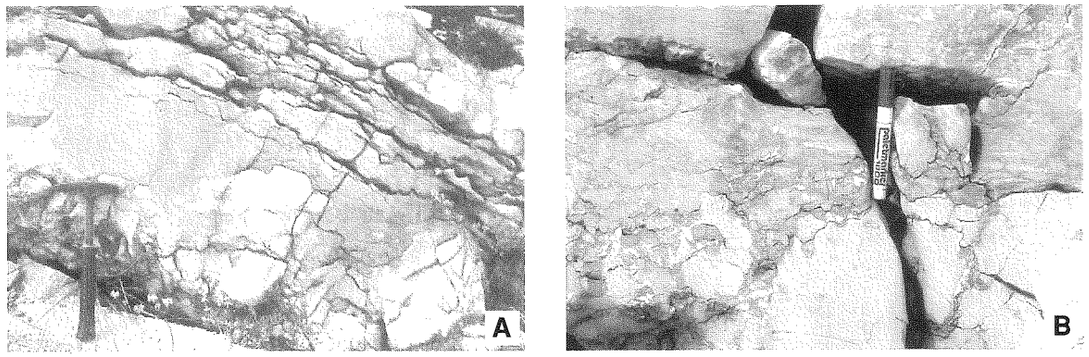
7.2.3. Emerzijske i kolapsne karbonatne breče

U posebnu genetsku skupinu karbonatnih breča pripadaju emerzijske i kolapsne breče, pri čemu se po uvjetima, načinu i mjestu postanka obično razlikuju emerzijske breče i breče okršavanja te breče otapanja i urušavanja ili kolapsne breče (vidi tablicu 1-1).

7.2.3.1. Emerzijske breče i breče okršavanja

Emerzijske breče i **breče okršavanja** (*emersion breccia, karstification breccia*) *specifičan su genetski tip karbonatnih breča nastalih kompleksnim procesima fizikalnog i kemijskog trošenja vapnenaca u subaerskim uvjetima na površini Zemlje ili u vadoznoj zoni* (sl. 5-3 i 7-8). Osim što ih nalazimo u današnjim krškim terenima, emerzijske breče se u obliku nepravilnih uložaka ili proslojaka nerijetko nalaze unutar starih vapnenaca, pa tako i mezozojskih vapnenaca Jadranske karbonatne platforme u emerzijskim zonama nastalim tijekom kraćega ili dužega izlaganja subaerskim uvjetima (sl. 7-8, 7-9, 12-16B, 13-3, 13-4).

Emerzijske breče, odnosno breče pradavnoga okršavanja (*paleokarst breccia*) opisane su, primjerice, u malmu Biokova (Tišljar et al., 1989) i donjoj kredi Istre, Biokova te zaleđa Dubrovnika (Tišljar & Velić, 1991). Premda u pravilu tanke i često po pružanju isprekidanog pojavljivanja izuzetno su važni pokazatelji uvjeta i okoliša taloženja na karbonatnoj platformi, jer u slučajevima kratkotrajnih emerzija određuju kraj ciklusa oplićavanja naviše, a u slučaju emerzija dužega trajanja sekvencijsku granicu tipa 1 (vidi poglavlja 12.1 i 12.2).



Slika 7-8 Emerzija s tipičnim fenomenima pradavnoga okršavanja praćenog emerzijskom brečom, odnosno brečom pradavnoga okršavanja (*paleokarst breccia*) u gornjojurskim vapnencima Biokova. **A** - Erozijska breča i u krovini pradavno okršeni vapnenci. **B** - Detalj okršenih vapnenaca sa sl. A: okršeni vapnenci (donji svijetli dio) i krška breča stratigrafski pripadaju oksfordu - donjem kimeridžu, a fenestralni periplimni vapnenci iznad njih (tamniji dio) titonu (iz Tišljar & Velić, 1991).

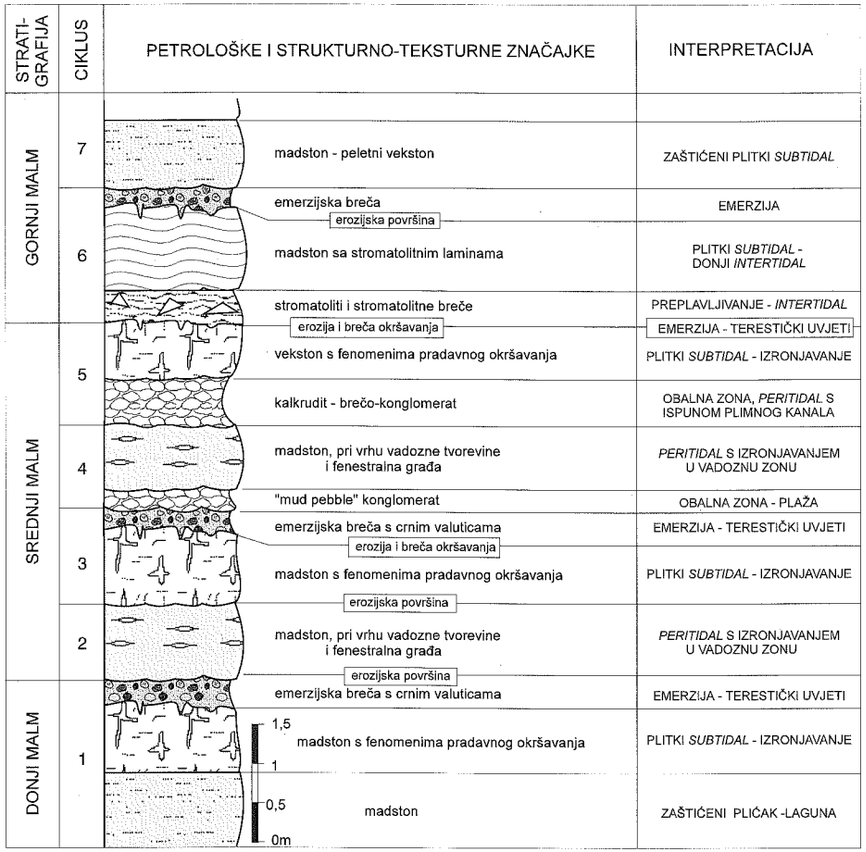
7.2.3.2. Breče otapanja i urušavanja ili kolapsne breče

Breče otapanja i urušavanja ili **kolapsne karbonatne breče** *sadrže cementirane klaste nastale kidanjem slojeva i stijenskih masa pri urušavanjima* (**breče urušavanja**), *slijeganjem slojeva nakon djelomičnog otapanja raspucane stijenske mase u podini* (**breče otapanja**) *ili pak pucanjem i drobljenjem brzo litificiranih površinskih dijelova taloga pri mehaničkoj dijagenezi* (**evaporitne kolapsne breče** - sl. 9-6). Prema tome, kolapsne su breče nastale procesima urušavanja stijena kojima je potkopana osnovica bilo erozijom bilo kemijskim procesima korozije ili pak slijeganjem do kojeg je došlo nakon što je otapanjem odstranjen - izlužen - dio stijenske mase u podini. To je obično slučaj u krškim špiljama (sl. 5-3) i velikim korozijskim šupljinama u kojima je došlo do urušavanja krovinskih slojeva vapnenaca.

Kolapsne breče se pojavljuju u slojevima ili lećama nejednake debljine (od nekoliko centimetara do tridesetak metara). Sastoje se od nepravilnih, potpuno uglatih fragmenata i blokova, često pločasta oblika, kojima je debljina određena debljinom slojeva ili grupa lamina unutar slojeva stijenske mase koja se urušila. Klasti imaju nizak *fitting* i obično su cementirani makrokristalastim kalcitnim cementom, ali međuprostori fragmenata i blokova mogu biti djelomice ili potpuno ispunjeni sitnozrnastim matriksom koji naknadno može biti dolomitiziran.

Kolapsne breče mogu nastati i otapanjem slojeva soli ili gipsa i urušavanjem ili slijeganjem blokova i manjih ili većih klasta krovinskih klastičnih ili karbonatnih stijena u tako nastalu šupljinu. Urušavanje može nastati i na strmim liticama koje se sastoje od dvaju ili više petrografskih tipova stijena različito otpornih na eroziju ili kemijsko trošenje.

Karbonatne breče otapanja (*solutional carbonate breccia*) često nalazimo u podinskim vapnencima boksitnih ležišta, gdje su nastale selektivnim otapanjem raspucanog i okršenog vapnenca duž tektonskih prslina i pukotina pri cirkulaciji



Slika 7-9 Detaljni geološki stup u zoni emerzija i emerzijskih breča u gornjojurskim vapnencima Biokova (iz Tišljar et al., 1989).

oborinskih voda između boksitnog tijela i samog vapnenca. Dakle, u odnosu na taloženje matičnog materijala za postanak boksita njihov je postanak postsedimentacijski. To objašnjava način njihova pojavljivanja, tj. "naljepljivanja" po površini strmih vapnenačkih "piramida" u podini boksita.

7.2.4. Postsedimentacijske dijagenetske breče

Poseban su genetski tip breča postsedimentacijske dijagenetske breče kojima pripadaju tektogeno-dijagenetske breče i stilolitizacijske breče.

7.2.4.1. Tektogeno-dijagenetske breče

Tektogeno-dijagenetske karbonatne breče *su stijene koje nastaju kao posljedica snažnog tektonskog drobljenja pojedinih dijelova vapnenačke i/ili dolomitne stijenske mase a potom i intenzivnim dijagenetskim alokemijskim procesima.* Posebice važni procesi su korozija bridova i uglova karbonatnih fragmenata, dolomitizacija vapnenačkih fragmenata, kalcitizacija ili dedolomitizacija, mjestimice i silicifikacija dolomitnih fragmenata i sitnorazdrobljenog matriksa, te višefazna

cementacija primarnih i sekundarnih pora i tektonskih prslina izlučivanjem kalcita ili ferokalcita iz pornih otopina zasićenih Ca-hidrogenkarbonatom.

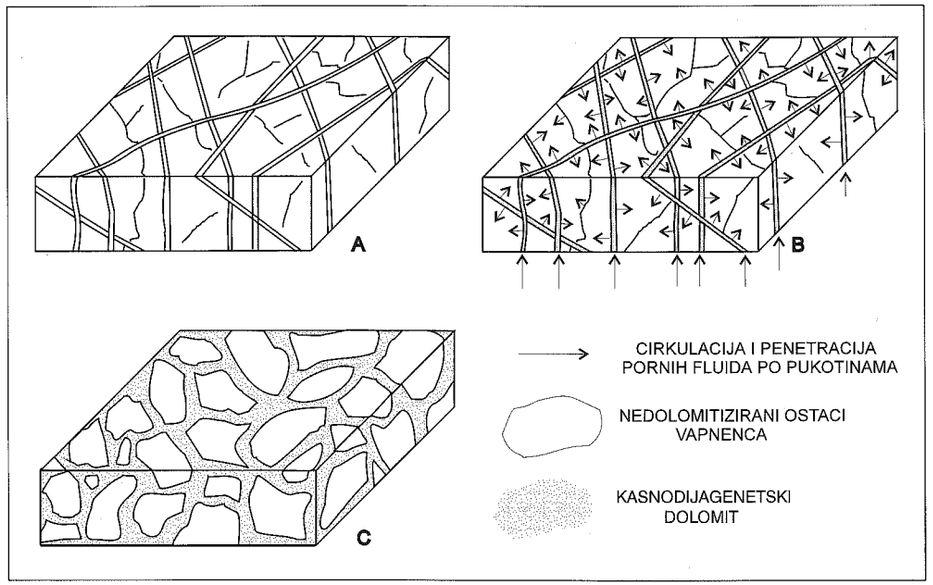
Dobar primjer takvih breča su breče na prijelazu donje u gornju kredu Ćićarije, čiji se postanak objašnjava na sljedeći način (Vlahović et al., 1995): intenzivnom mladom, postsedimentacijskom tektonikom gornjoalbsko-donjocenomanske su dolomitne stijene izrazito raspucane i drobljene, mjestimice do dimenzija "kamenoga brašna". Takva je razdrobljenost i visoka propusnost olakšala cirkulaciju kemijski agresivnih pornih otopina koje su uzrokovale djelomično otapanje sitnijih i krupnijih fragmenata primarnih stijena. *Fitting* je u tim brečama vrlo visok, klasti su najčešće odvojeni samo sustavom tektonskih prslina i pukotina jer nisu bili značajnije kretani, ali su bili jače ili slabije korodirani agresivnim djelovanjem pornih voda. Osim toga, porne su otopine različitim alokemijskim kasnodijagenetskim procesima, koji su bili znatno olakšani velikom reaktivnom površinom tako sitnorazdrobljene dolomitne mase, izazvale značajne promjene u mineralnom i kemijskom sastavu tih stijena. Prvenstveno su to **kalcitizacija** ili **dedolomitizacija** dolomitnih fragmenata i sitnoga dolomitnog "kamenog brašna" te mjestimice i **silicifikacija** dolomitnih kalcitiziranih fragmenata. Naime, porne otopine koje su bile podzasićene u odnosu na dolomit, a prezasićene u odnosu na kalcit, uzrokovale su s jedne strane otapanje dolomita uz stvaranje korozijskih šupljina, proširivanje prslina i pukotina i djelomičnu koroziju dolomitnih fragmenata, a s druge strane kalcitizaciju dolomita, odnosno dedolomitizaciju, posebice sitnorazdrobljenih dijelova stijene.

Najvažniju ulogu pri takvim procesima imao je kemijski sastav pornih otopina. S obzirom da je snažni tektonski stres uzrokovao značajna tlačna otapanja okolnih vapnenaca, te da su meteorske vode s povišenom koncentracijom otopljenog CO_2 u obliku slabe ugljične kiseline intenzivno otapale krovinske vapnence, porne su otopine uglavnom stalno bile prezasićene u odnosu na kalcit. U takvim je uvjetima dolomit postao nestabilan i postupno se kalcitizirao (dedolomitizirao) i izluživao, prvenstveno u najjače razdrobljenim dijelovima stijenske mase, a u novonastalim porama, kao i tektonskim prslinama i pukotinama, izlučivao se kalcitni i/ili ferokalcitni cement. Na taj je način objašnjen položaj vapnenačko-dolomitnih breča u strukturi Ćićarije i njihov postsedimentacijski a ne sinsedimentacijski postanak.

Dolomitizacijske breče ili **postsedimentacijske dolomitizacijske breče** vrlo su čest tip postsedimentacijskih tektogeno-dijagenetskih breča u području Dinarida, kod kojih je brečoliki habitus posljedica procesa nepotpune kasnodijagenetske dolomitizacije tektonski raspucanih vapnenaca (sl. 6-12C) duž i oko tektonskih prslina, pukotina i razdrobljenih zona. Tri glavne faze postanka dolomitizacijskih breča unutar dogerskih vapnenaca Maloga Halana na južnom Velebitu (Tišljar, 1990) shematski su prikazane na sl. 7-10.

U prvoj fazi (A na sl. 7-10) debeloslojeviti madstonski do vekstonski vapnenci intenzivno su tektonski raspucani i drobljeni. Duž pukotina i prslina cirkulirale su porne otopine koje su donosile Mg ione i pri tome difuzno centripetalno prodirale u fragmente vapnenaca (faza B). Pri tome su se u dužem razdoblju dolomitizirali svi sitni fragmenti, ali i rubni dijelovi većih fragmenata vapnenaca, osobito njihovi najtanji dijelovi, tj. bridovi i uglovi (faza C). *Fitting* je i nakon dolomitizacije mjestimice vrlo visok, a drugdje zbog korozije i intenzivne dolomitizacije prividno nizak, dapače čak izgleda da klasti nemaju klastnu potporu nego da "plivaju" u dolomitnom "cementu".

Konačni rezultat tektonskoga pucanja mikritnoga vapnenca i kasnodijagenetske dolomitizacije postsedimentna je dolomitizacijska breča, koja unutar vapnenaca u kojima se pojavljuje ima bitno različitu ulogu i značenje od sinsedimentacijske vapnenačko-dolomitne breče. Naime, pri zamjeni



Slika 7-10 Shematski prikaz postanka postsedimentacijskih dolomitizacijskih breča (iz Tišljar, 1990). **A** - Faza tektonskog pucanja mikritnog ili biomikritnog vapnenca. **B** - Faza intenzivne cirkulacije pornih otopina koje donose Mg-ione duž tektonikom stvorenih prslina i pukotina (tijekom faze A) i njihove penetracije u razdrobljene vapnence. **C** - Faza kasnodijagenetske dolomitizacije razdrobljenih vapnenaca duž i oko prslina, tako da u novonastalom mikrokristalastom dolomitu ostaju korodirani relikti vapnenca u obliku "fragmenata breče" unutar "dolomitnog cementa".

ili poistovjećivanju takvih breča s intraformacijskim ili sinsedimentacijskim brečama nastale bi velike pogreške u tumačenju uvjeta i okoliša sedimentacije, paleogeomorfologije karbonatne platforme i sinsedimentacijskih procesa.

Postsedimentacijskim dijagenetskim brečama pripadaju i **opučnjaci** ili *rauhwacke*, podrobnije prikazani u poglavlju 6.5.

7.2.4.2. Stilolitizacijske breče

Stilolitizacijske breče nastaju u vapnencima i dolomitima koji su tijekom dijageneze na velikoj dubini prekrivanja bili podvrgnuti procesima tlačnoga otapanja, odnosno nastanku mrežnih stilolita ili međusobno ispresijecanih horizontalnih i vertikalnih stilolita (vidi odjeljak 5.8.2). Nakon što su takve stilolitizirane stijene tektonskim i/ili erozijskim procesima dovedene na površinu Zemlje, duž stilolitnih šavova izlužuje se glinovita tvar, a šavovi se ispunjavaju kalcitnim ili nekim drugim mineralnim cementom. Konačni rezultat tih procesa je brečolika stijena, odnosno stilolitizacijska breča.

7.3. Karbonatni konglomerati

Karbonatni konglomerati ili valutičnjaci su, kao i svi ostali konglomerati, podijeljeni prema načinu postanka i podrijetlu valutica na ekstraformacijske i intraformacijske. O intraformacijskim konglomeratima već je bilo govora u odjeljku 7.2.1 zajedno s prikazom intraformacijskih breča.

Ekstraformacijski konglomerati sadrže valutice koje potječu od razaranja stijena starijih geoloških formacija, npr. valutice jurskih i krednih vapnenaca prevladavajuće su komponente paleogenskih **prominskih konglomerata** Prominske formacije (sl. 7-2).

Ekstraformacijski su konglomerati prema međusobnom udjelu klasta i matriksa podijeljeni na petromiktne ortokonglomerate i parakonglomerate (tablica 1-1).

7.3.1. Karbonatni petromiktni ortokonglomerati

Ortokonglomerati čine skupinu čvrsto cementiranih krupnozrnastih klastita - konglomerata - sastavljenih od valutica dimenzija šljunka, koji ne sadrže više od 15% sitnozrnastog matriksa (pelitni, glinoviti detritus). Cementirani su kemijski izlučenim mineralnim cementom (kalcit, dolomit, siderit, hematit-limonit, kvarc, opal, itd.), a odlikuju se klastnom potporom. Dakle, to su konglomerati nastali taloženjem valutica u vodi visoke energije i turbulencije nakon duga transporta. Prema mineralnom i petrografskom sastavu valutica i zrna od kojih se sastoje, karbonatni ortokonglomerati pripadaju u skupinu **petromiktnih** ili **polimiktnih konglomerata** (tablica 1-1).

Naime, drugoj skupini ortokonglomerata, **oligomiktnim ortokonglomeratima**, pripadaju stijene koje sadrže više od 90% rezistentnih, tj. prema trošenju stabilnih valutica, pa su stoga jednostavnog petrografskog i mineralnog sastava: sastoje se od valutica i zrna kvarcita, rožnjaka i kvarca te razmjerno visokog udjela kemijski izlučenog cementa u intergranularnim porama. Prema sastavu, dakle, karbonatni konglomerati već po definiciji ne mogu pripadati oligomiktnom tipu.

Karbonatni petromiktni konglomerati sadrže više od 10 % nestabilnih valutica i zrna dimenzija šljunka i pijeska koja pripadaju različitim strukturnim tipovima vapnenaca i dolomita, a u intergranularnim porama izlučen je kemogeni cement (kalcit, dolomit, siderit, hematit-limonit, kvarc, opal, itd.). Odlikuju se klastnom potporom, tj. valutice imaju međusobnu potporu. To je najčešći i najrašireniji tip karbonatnih konglomerata (sl. 7-2).

Karbonatni petromiktni konglomerati sadrže razmjerno krupne vapnenačke i/ili dolomitne valutice, u pojedinim slučajevima i veće od 20 cm. U pravilu imaju klastnu potporu i polimodalni granulometrijski sastav, tj. loše su sortirani. Međuprostore krupnih valutica ispunjava sitnozrnasti šljunkoviti i/ili pjeskoviti (kalklititni) detritus. Stupanj je zaobljenosti valutica različit za petrografski različite valutice, ali i za valutice istoga petrografskog sastava ali različitih dimenzija. Obično se u istom konglomeratu mogu naći dobro zaobljene do poluzaobljene valutice, pa čak i poluuglati do uglati fragmenti. Najviši stupanj zaobljenosti, a i sferičnosti, imaju valutice mikritnih vapnenaca i dolomita (sl. 5-2), a najniži valutice laminiranih i stromatolitnih vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita. U pravilu, stupanj zaobljenosti valutica opada sa smanjivanjem njihovih dimenzija.

Karbonatni petromiktni konglomerati uglavnom se nalaze u gornjim tokovima prepletenih rijeka, aluvijalnim lepezama, deltama (čelo delte, padina delte), progradacijskim klinoformnim tijelima (sl. 7-7), visokoenergijskim priobalnim okolišima te u krupnozrnastim karbonatnim turbiditima, rjeđe i srednjozrnastim karbonatnim turbiditima kao članovi intervala T_a Boumine sekvencije (sl. 14-1B).

7.3.2. Karbonatni parakonglomerati

Karbonatni parakonglomerati su posebna vrsta konglomerata koji sadrže više od 15% glinovito-prahovitog (pelitnog) ili vapnenačkog mikritnog matriksa, često u prostornom odnosu više i od ukupnog volumena valutica dimenzija šljunka, tako da se odlikuju muljevitom ili matriksnom potporom.

Takvi sedimenti nisu nastali u uobičajenim uvjetima prijenosa i taloženja klastičnog materi-

jala, već uglavnom kombinacijom transporta ledenjacima i vodenim bujicama koje su stvorene pri naglim otapanjima ledenjaka, naglim bujičnim tokovima u podnožju vapnenačkih ili dolomitnih planina ("*piedmont zone*"), debritnim tokovima ili u aluvijalnim lepezama na krajevima bujičnih tokova. Za njih su u sedimentološkoj literaturi uobičajeni nazivi **fanglomerati** (Selley, 1988) ili **dijamiktiti** (Flint et al., 1960).

Karbonatni parakonglomerati su u prirodi znatno rjeđi od siliciklastičnih parakonglomerata, odnosno fanglomerata i dijamiktita.

7.3.3. Prominski karbonatni konglomerati

Pretežiti dio prominskih konglomerata pripada karbonatnim klastpotpornim petromiktnim ortokonglomeratima koji između valutica sadrže kalklititni matriks i kalcitni cement. Manji dio klastpotpornih karbonatnih ortokonglomerata kao matriks sadrži vapnenački mulj - mikrit, koji je ponegdje hematitom-limonitom i/ili getitom obojen ružičasto, crvenkasto ili žućkastocrveno. Takav je, primjerice, slučaj u području Pakovog Sela u Dalmatinskoj Zagori (sl. 7-2), gdje se ružičasti konglomerati vade kao arhitektonsko-građevni kamen poznat pod imenom **rozalit**. Najrjeđi su prominski konglomerati s matriksnom ili muljevitom potporom (parakonglomerati), tj. oni u kojima valutice "plivaju" u vapnenačkom pješčanom (kalklititnom) ili muljevitom (mikritnom) matriksu. Uz karbonatni kalklititni ili mikritni matriks i kalcitni cement kojim su valutice u pravilu litificirane u vrlo čvrste konglomerate pojavljuje se i promjenljiva količina siliciklastičnih zrna dimenzija sitnoga pijeska, praha i gline.

Zbog promjenljivih uvjeta i okoliša taloženja prominski konglomerati se pojavljuju u različitim oblicima sedimentnih tijela, najčešće kao kanalna i klinoformna tijela ili leće različitih veličina. Debljine konglomerata variraju od nekoliko centimetara do više desetaka metara, a pružanje im je najčešće od nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara. Redovito se bočno i vertikalno izmjenjuju s različitim vrstama kalklititnih, kalkarenitnih, muljevitih i laporovitih sedimenata poplavnih ravnica, morskih plićaka ili morfološki jako razvedenih dna obalnoga lica, odobalja (*offshore*) ili kratkih strmih podmorskih padina nastalih na rasjednim brazgotinama. Karbonatni prominski konglomerati su izuzetno bogati teksturno-strukturnim oblicima, među kojima su, zavisno od granulometrijskoga sastava, vrste i načina prijenosa valutica, vertikalnoga slijeda taloga, a osobito uvjeta i okoliša taloženja, najčešći planarna, koritasta i tabularna kosa slojevitost, imbrikacija, normalna i obrnuta gradacija, tragovi zadiranja, erozijske donje slojne površine, erozijski kanali, oštri završeci gornjih slojnih površina konglomeratnih pokrova i sl. Erozijske donje slojne površine i erozijski kanali, ponegdje dubine i do nekoliko metara, ukazuju na izuzetnu mehaničku snagu pri prijenosu i tokovima šljunaka, bilo da se radi o aluvijalnim lepezama, sedimentnim tijelima prepletenih rijeka ili distribucijskim kanalima na deltnim ravnicama, čelima delta ili podmorskim kanalnim ili lepeznim tijelima.

Općenito se smatra da su na cijelom području hrvatskoga krša karbonatni konglomerati prominske formacije bili pretežito taloženi u okolišima prepletenih rijeka, aluvijalnih lepeza i deltnih lepeza s brojnim distribucijskim kanalima i prudovima koji su progradirali u plitkomorske i priobalne okoliše, a ponegdje i na podmorskim padinama između priobalja i dubljega mora (Babić & Zupanič, 1983, 1984, 1988, 1990; Babić et al., 1995; Dragičević et al., 1986, 1992; Mrinjek, 1993a, b; Tari-Kovačić & Mrinjek, 1994). Ovako širok raspon okoliša i taložnih sustava prominskih konglomerata uzrokovan je vrlo razvedenim paleoreljefom, intenzivnom tektonikom prije i tijekom taloženja, relativnim oscilacijama morske razine, kao i odnosima obroka taloženja (brzine progradacijskoga zapunjavanja taložnoga prostora) prema obrocima subsidencije. Zbog prevladavajućeg progradacijskog načina taloženja prominskih konglomerata jasno je da u geološkim stupovima iz različitih područja hrvatskoga krša prve, najstarije pojave takvih konglomerata nisu istodobne. Pojave bliže izvorištu krupnozrnastoga detritusa, smještene u proksimalnom području, starije su od prvih pojava konglomerata taloženih dalje od izvorišta detritusa, tj. u prudovima prepletenih rijeka, čelima delta, kanalnim tijelima morskih plićaka i podmorskih padina i turbiditnim lepezama. Ova se sedimentološka činjenica uvijek mora imati na umu pri uspoređivanju prominskih konglomerata s različitih područja, posebice onih s područja Ravnih kotara, Zagore i zapadne Hercegovine.

7.4. Vapnenački pješčenjaci - kalklititi i kalkarenacejski pješčenjaci

Kalklititi (*calclithite* - Folk, 1959, 1968; Pettijohn, 1975) *terigeni su pješčenjaci koji sadrže više od 50% karbonatnih zrna koja potječu od trošenja i erozije starijih vapnenaca i dolomita i genetski pripadaju klastičnim sedimentnim stijenama iz skupine litičnih arenita ili litičnih grauvaka* (vidi Tišljar, 1994). S obzirom da pretežito sadrže klaste geološki starijih vapnenaca, hrvatski petrolozi i sedimentolozi ih često zovu "**vapnenački pješčenjaci**" po analogiji s vapnenačkim brečama ili vapnenačkim konglomeratima, jer su to po postanku također klastiti sastavljeni od klasta vapnenaca, ali za razliku od breča i konglomerata po granulometrijskom sastavu pripadaju pješčanim sedimentima.

Kalklitit treba razlikovati od kalkarenita i kalkarenacejskog pješčenjaka, ali i "vapnenačkih pješčenjaka" (*calcareous sandstone*).

Termin **kalkarenit** (*calcarenite*) uveo je Grabau (1904) za detritične vapnence i vapnenačke pijeske sastavljene od karbonatnih zrna - intraklasta, ooida i peleta veličine od 0,063 do 2 mm. Danas se termin **kalkarenit** koristi *kao općeniti naziv za mehanički taložene karbonatne stijene, tj. detritične zrnaste vapnence, koji sadrže više od 50% odlomaka karbonatnih stijena dimenzija pijeska - 0,063-2 mm* (Carozzi, 1960). Kod toga su ti odlomci ili zrna obično definirani *kao zrna intrabazenskoga postanka* (intraklasti, ooidi, kršje fosila - Pettijohn et al., 1972) ili kao *intraklasti nastali erozijom više ili manje očvrsnutih karbonatnih stijena unutar sedimentacijskog prostora* (Füchtbauer, 1974).

Calcareous sandstone ili **"vapnenački pješčenjak"** *je opći naziv za klastičnu sedimentnu stijenu - pješčenjak - pretežito sastavljenu od siliciklastičnog materijala koja je bogata vapnenačkom komponentom (20-50% $CaCO_3$), bez obzira pripada li ta komponenta klastima starijih vapnenaca, intrabazenskom vapnenačkom detritusu ili kalcitnom i aragonitnom cementu ili karbonatnom matriksu u obliku karbonatnog mulja - mikrita,* po analogiji prema "vapnenačkom glinjaku" (*calcareous claystone*), odnosno stijeni pretežito sastavljenoj od glinovito-prahovitog siliciklastičnog detritusa s 20-50% vapnenačke komponente (Selley, 1988). Dakle, terminom "*calcareous sandstone*" ili "vapnenački pješčenjak" označava se udio $CaCO_3$ u siliciklastičnom pješčenjaku bez obzira na način postanka, vrstu i podrijetlo vapnenačke komponente.

Kalkarenacejski pješčenjaci (*calcarenaceous sandstones* - Pettijohn et al., 1972) klastiti su iz genetske skupine miješanih klastičnih i kemijsko-biokemijskih stijena *sastavljeni od mješavine detritičnih zrna ekstrabazenskog podrijetla* (više od 50% siliciklasta, tj. kvarca, feldspata, odlomaka stijena, tinjaca) *i vapnenačkih zrna kemijsko-biokemijskog postanka, odnosno intrabazenskih zrna* (10-50% bioklasta, fosila, intraklasta, peleta, ooida i onkoida).

Za razliku od kalklitita - vapnenačkih pješčenjaka, koji pripadaju litičnim arenitima ili litičnim grauvakama jer sadrže odlomke starijih vapnenaca i/ili dolomita, kalkarenacejski pješčenjaci uz siliciklaste sadrže i znatan udio intrabazenskog fosilnog detritusa ili ooida i/ili onkoida i peleta. S

porastom udjela vapnenačkih zrna intrabazenskog podrijetla iznad 50 % to više nije kalkarenacejski pješčenjak već je to **pjeskoviti vapnenac biokalkarenitnog** ili **kalkarenitnog tipa** (vidi odjeljak 3.8.1).

Kalkarenacejski pješčenjaci se, dakle, genetski razlikuju od kalklitita po postanku vapnenačkih zrna i ne bi se smjeli u hrvatskome prijevodu poistovjećivati s nazivom "vapnenački pješčenjaci" kojim se općenito označava značajni udio $CaCO_3$ u tim pješčenjacima bez obzira na vrstu i podrijetlo vapnenačke komponente.

Od fosilnog detritusa u kalkarenacejskim pješčenjacima najčešće su ljušturice bentosnih foraminifera, kršje skeleta bodljikaša, koralinaceja, briozoja, školjkaša i gastropoda (npr. u flišu Istre i u badenskim bioklastičnim pješčenjacima sjeverozapadne Hrvatske). Rjede se u njima nalaze i ooidi ili onkoidi i peleti. U pravilu, ti su pješčenjaci cementirani kalcitnim cementom, premda mogu sadržavati i sitnozrnasti karbonatno-glinoviti (laporoviti) matriks. U badenskim naslagama sjeverozapadne Hrvatske to su često izrazito koso slojeviti pješčenjaci koji su najčešće taloženi na prostranim plažama i barijernim prudovima ili se nalaze unutar velikih submarinskih lepeza i delta na padinama koje u plićim dijelovima sadrže koralinacejske grebene kao izvorište bioklasta (Tišljar, 1993), kako to prikazuje sl. 7-7.

7.5. Lapori i marliti

Lapori *su po definiciji (poglavlje 1.2) miješane karbonatno-glinovite stijene koje sadrže smjesu od 20-80 % kalcita i 80-20 % siliciklastičnog materijala pelitnih dimenzija, prije svega minerala glina* (sl. 1-2). Neke klasifikacije tu granicu stavljaju na 33 i 66% (Pettijohn, 1975). Dio kalcita može biti kemogena podrijetla, tj. nastati izlučivanjem iz morske ili jezerske vode, a dio može biti najsitniji karbonatni detritus - karbonatni mulj. Običnim mikroskopsko-petrološkim istraživanjima, bez elektronskog mikroskopa, u pravilu nije moguće utvrditi podrijetlo takva kalcita, pa se uglavnom smatralo da su lapori, s obzirom na genezu, mješoviti kemogeno-klastični sedimenti, pri čemu se smatra da je karbonatna komponenta kemogenog, a siliciklastični detritus (glina i silt) klastičnog podrijetla. Danas je, međutim, jasno da dio kalcita iz karbonatne komponente lapora pripada **karbonatnom detritusu** nastalom fizikalnim i biogenim, bioerozijskim usitnjavanjem (organizmi koji buše podlogu) starijih vapnenačkih stijena, a ne izravno iz vode izlučenim autigenim karbonatima.

Lapor koji sadrži od 20 do 33 % gline i od 66 do 80 % kalcita, zove se **kalcitom bogati lapor** (*"vapnenački lapor"*). Porastom udjela kalcita (80-90 %), takav lapor postupno prelazi u **glinoviti vapnenac** (sl. 1-1). Stijenu s izrazitom prevlašću gline (80-90 %) nad kalcitom (10-20 %) nazivamo **kalcitična glina**, **kalcitični glinjak** (*calcareous claystone* - Selley, 1988) ili **kalcitični muljnjak** (vapnenački muljnjak - *calcareous mudstone*), ako uz čestice dimenzija glina i minerale glina sadrže još i znatniji udio siliciklastičnog detritusa dimenzija sitnog do srednjeg praha. Po istom principu primjenjenom kod kalcitom bogatog lapora, lapor koji sadrži 65 do 80% gline naziva se **glinom bogati lapor** ili **glinoviti lapor**.

Pravi, "čisti" lapori, sastavljeni samo od gline i kalcita, u prirodi su rijetkost, jer su lapori obično međusobna smjesa triju komponenata - gline, kalcita i siliciklastičnog materijala dimenzija praha (0,004-0,063 mm) pa i sitnoga do srednjega pijeska (0,063-0,50 mm).

Lapori koji osim gline i kalcita sadrže još i 10 do 33 % siliciklastičnog materijala dimenzija praha (silta) i sitnoga pijeska zovu se **prahoviti** ili **siltični lapori** (sl. 1-2), odnosno **pjeskovito-prahoviti lapori** (nikako *siltni lapori* jer je *siltno* ono što je pretežito, tj. >50 %, sastavljeno od silta).

Pri istraživanju lapora nije dovoljna samo terenska, makroskopska odredba, već je prijeko potrebno laboratorijsko određivanje udjela $CaCO_3$ (kalcimetrija, kompleksometrija, rentgenska difrakcija) i granulometrijska analiza, tj. određivanje količine čestica dimenzija gline i zrnaca dimenzija silta, netopljivog ostatka lapora nakon otapanja kalcita, te kvantitativna klasifikacija na osnovi međusobnih udjela tih triju komponenata prema dijagramu prikazanom na sl. 1-2.

U mikroskopskim izbruscima lapori pokazuju pelitno-klastičnu strukturu s pahuljastim nakupljanjem gline u kriptokristalastoj ili mikrokristalastoj kalcitnoj temeljnoj masi. Samo sporadično u takvoj se smjesi gline i kalcita nalaze pojedinačna zrnca kvarca, feldspat i tinjci dimenzija sitnoga do srednjega silta (0,004-0,030 mm). Za razliku od lapora **prahoviti lapori** mikroskopski pokazuju veći udio takvih zrnaca, obično potpuno nepravilno raspoređenih po glinovito-kalcitnoj masi, a ponegdje i unutar tankih proslojaka i lamina. Kod **marlita** ili dijagenetski izmjenjenih lapora - **lapornjaka** - u mikrokristalastoj ili kriptokristalastoj temeljnoj masi umjesto pahuljastih nakupina ili homogene smjese kalcita i minerala glina nalaze se sitnolističave nakupine ilita, sericita i klorita, a kod **prahovitih marlita** još i sitna zrnca kvarca, feldspata i sitnih odlomaka stijena.

STUPANJ LITIFIKACIJE I DIJAGENEZE	% GLINE	% PRAHA	% KALCITA	NAZIV STIJENE
slabi do srednji	20-80%	<10%	20-80%	**lapor**
visoki	ilit, klorit	<10%	20-80%	**lapornjak (*marlit*)**
slabi do srednji	20-80%	10-33%	20-80%	**prahoviti lapor**
visoki	ilit, klorit	10-33%	20-80%	**prahoviti lapornjak / *marlit***
srednji	<50%	<10%	>50%	**glinoviti mikrit**
visoki	ilit, klorit	<10%	>50%	**kloritno-sericitni mikrit**

Tablica 7-1 Nomenklatura i klasifikacija lapora s obzirom na udjel siliciklastičnog materijala dimenzija praha i stupnja dijagenetskih promjena minerala glina (prema Tišljar, 1994).

Petrološka istraživanja lapora često su znatno otežana zato što lapori starijih geoloških razdoblja, kao i tercijarni lapori koji su pretrpjeli jače dijagenetske promjene na većim dubinama prekrivanja, imaju bitno promjenjeni mineralni sastav prvobitne glinovite komponente i zbog toga drukčija fizikalna svojstva. Oni, naime, umjesto prvobitnih minerala glina, u prvome redu zbog porasta temperature, a dijelom i tlaka, sadrže produkte njihovih dijagenetskih izmjena: ilit, klorit, sericit i muskovit. Također, umjesto primarnog kriptokristalastog kalcita obično sadrže mikrokristalastu ili mikrosparitnu kalcitnu masu nastalu prekristalizacijom kalcita, bilo kemogenog bilo detritičnog podrijetla (sl. 3-12D). Na taj način te stijene postaju jače litificirane i u dodiru s vodom više se ne raspadaju kao što se raspadaju lapori. To, dakle, više nisu smjese gline i kalcita, čime su lapori zapravo definirani, pa zbog takvih promjena mineralnoga sastava i strukture takvu stijenu više ne treba smatrati laporom, već je to **lapornjak** ili **marlit** (*marlstone* - Pettijohn, 1975), ili pak **kalcitični šejl**, odnosno **vapnenački šejl** (*calcareous shale*) ako pokazuje lisnatost (Tišljar, 1994).

U tablici 7-1 prikazan je prijedlog nomenklature i klasifikacije lapora (Tišljar, 1994) s obzirom

na stupanj dijagenetskih promjena primarnih minerala glina, koje su uzrokovane povećanjem dubine prekrivanja, tj. povišenjem temperature i tlaka.

Glinoviti mikrit i kloritno-sericitni mikrit ili madston (tablica 7-1) su srednje jako, odnosno jako litificirani i dijagenetski izmjenjeni lapori koji sadrže više od 50 % kalcita, što u skladu s klasifikacijom Leightona & Pendextera (1962), kako to prikazuje sl. 1-1, više ne pripada sitnozrnastim klastičnim - pelitnim sedimentima, već su to "**sericitni vapnenci**". S obzirom na to da je struktura (tekstura) takvih stijena kriptokristalasta ili mikritna, ti vapnenci u skladu s Folkovom (1959) ili Dunhamovom (1962) klasifikacijom pripadaju mikritima ili madstonima (vidi poglavlja 4.1 i 4.2).

Minerali glina u laporima su, naime, na većim dubinama prekrivanja zbog povišenja temperature i tlaka, kao i u svim glinovitim sedimentima, podložni dijagenetskim promjenama koje se mogu opisati kao *procesi stvaranja minerala veće gustoće koji ne sadrže ili sadrže vrlo malo konstitucijske vode*. To se kod sedimenata koji sadrže glinoviti matriks očituje transformacijom minerala glina iz skupine montmorilonita ili smektita, kaolinita i miješano-slojnih minerala u stabilnije minerale iz skupine ilita, klorita i muskovita.

Istraživanja promjena mineralnog sastava i stabilnosti minerala glina u ovisnosti o porastu temperature zbog povećanja dubine prekrivanja u dubokim bušotinama pokazuju da montmorilonit (smektit) i miješano-slojni minerali glina postaju nestabilni već na temperaturama između 60 i 100 °C, što odgovara dubini prekrivanja od 2 do 3 km, i da se transformiraju u **ilit** i **klorit** na sljedeći način (Hower et al., 1976):

$$\text{Smektit} + K^+ + Al^{3+} \longrightarrow \text{ilit} + \text{kvarc} + H^+$$

ili

$$\text{Smektit} + \text{K-feldspat} \longrightarrow \text{ilit} + \text{klorit} + \text{kvarc}.$$

Kaolinit postaje nestabilan na temperaturama između 120 i 150 °C, što odgovara dubini prekrivanja od oko 3 do 4 km, pa se transformira u **ilit**:

$$\underset{\text{kaolinit}}{3Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 2K^+ \longrightarrow \underset{\text{ilit}}{2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 2H^+ + \underset{\text{voda}}{3H_2O}$$

Oslobođeni H^+ ioni pri prelasku montmorilonita (smektita) i kaolinita u ilit neutraliziraju se karbonatima. Novonastali iliti siromašni su K, pripadaju strukturnom tipu ilita 1M, a povećanjem dubine prekrivanja primaju K i prelaze u dobro kristalizirane ilite strukturnog tipa 2M. Ako porne otopine sadrže dosta K i Al, ilit se postupno na većim dubinama prekrivanja može transformirati u **muskovit**.

S obzirom na to da su kaolinit i ilit vrlo česti sastojci u detritusu lapora, taj proces obično uzrokuje **sericitizaciju detritusa**, odnosno pretvaranje minerala glina u sitnolističavu nakupinu ilita i muskovita koju pri mikroskopskim istraživanjima obično, kao i kod pješčenjaka, nazivamo **sericitni matriks**, jer se zbog malih dimenzija listića mikroskopski ne može odrediti kojem tipu tinjaca ti listići pripadaju.

Usporedno s dijagenetskim promjenama minerala glina od lapora u marlit u pravilu raste i stupanj prekristalizacije kalcitne komponente, odnosno prekristalizacije vapnenačkog mulja ili kriptokristalastog kalcita u mikrokristalastu kalcitnu ili mikrosparitnu masu, kao i stupanj dijagenetske zrelosti organske tvari - kerogena.

8. Poroznost i organska tvar u karbonatnim sedimentima

8.1. Primarna i sekundarna poroznost karbonatnih sedimenata

Vapnenci, ranodijagenetski i kasnodijagenetski dolomiti odlikuju se, za razliku od pješčenjaka u kojima uglavnom prevladava intergranularna poroznost, s više vrsta poroznosti. Razlikuju se dvije temeljne vrste poroznosti u odnosu na vrijeme postanka: 1) primarna ili sinsedimentacijska poroznost, tj. pore nastale u sedimentacijskom okolišu pri taloženju, i 2) sekundarna ili postsedimentacijska poroznost, tj. pore nastale u talogu ili stijeni nakon završetka taloženja.

Premda danas postoje mnoge klasifikacije pora i poroznosti karbonatnih sedimenata, najčešće se, posebice u naftnoj geologiji i sedimentologiji, primjenjuje klasifikacija Choquette & Praya (1970) s modifikacijom koju su dali Reeckmann & Friedman (1981). Ta klasifikacija primjenjena je i ovdje.

8.1.1. Vrste primarne poroznosti

Unutar primarne poroznosti razlikuju se sljedeće vrste poroznosti:

a) poroznost biogene skeletne rešetke (*framework porosity*):
   - intraskeletna (unutarskeletna), i
   - interskeletna (međuskeletna) poroznost (sl. 13-24A);

b) intrapartikularna ili intragranularna (unutarzrnska) poroznost;

c) interpartikularna ili intergranularna (međuzrnska) poroznost. S obzirom na vrstu partikula ili zrna ta poroznost može biti: interooidna, interpeletna, interintraklastična, interbioklastična, interskeletna i sl., a ako stijena uz zrna sadrži i mikrit, a pore su u mikritnom matriksu, tada je to pelmikrit-matriksna, biomikrit-matriksna i sl. poroznost,

d) fenestralna poroznost (*fenestral porosity*), i

e) sklonišna ili kišobranska poroznost (*shelter porosity*).

a) **Poroznost biogene skeletne rešetke** ili *framework porosity* obuhvaća pore između biogene skeletne rešetke (**interskeletne pore**) i pore unutar skeleta koje tvore biogenu rešetku (**intraskeletne pore**). Nalazi se u biolititnim vapnencima kao što su koraljni grebeni, bioherme oštriga, rudistne biostrome (sl. 13-14), koralinacejske i briozojske bioherme (sl. 13-27), itd. Porni prostori u tim vapnencima, osobito intraskeletne pore, obično su djelomice ili potpuno ispunjene vlaknastim i/ili mozaičnim kalcitnim cementom, a interskeletne pore internim sedimentom.

Zbog izuzetno visoke efektivne poroznosti biostromalni vapnenci su značajne kolektorske stijene u mnogim velikim svjetskim naftnim poljima, posebice u Meksiku, Iraku, kao i Utahu i Alberti u SAD-u.

b) **Intrapartikularna** ili **intragranularna poroznost** obuhvaća pore koje se nalaze unutar pojedinog zrna ili strukturne komponente vapnenca. Kod skeleta i bioklasta to su primjerice komorice kalcisfera, foraminifera (sl. 3-11B i 3-12) i ostrakoda, intraskeletne šupljine gastropoda (sl. 5-4A), bivalvinskih školjkaša, koralja, briozoja (sl. 13-27 B), hidrozoja (sl. 3-6) ili alga (sl. 3-1A i B). Kod zrna, kao što su ooidi (sl. 13-20 D) i onkoidi (sl. 3-3), ova vrsta poroznosti nastaje nakon što se otopila neka njihova strukturna komponenta ili sastojak, primjerice kod onkoida bioklast gastropoda ili alge koji je poslužio kao jezgra, ili kod

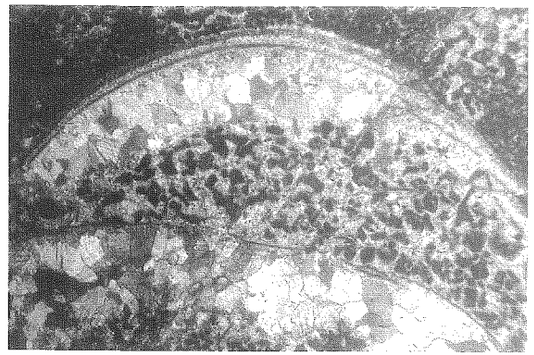
ooida pojedini ovoj ili jezgra. Na taj način nastale intragranularne pore u onkoidima i ooidima genetski zapravo pripadaju u sekundarni tip poroznosti - u kalupnu ili moldičku poroznost (vidi odjeljak 8.1.2).

c) **Interpartikularnu** ili **intergranularnu poroznost** čine porni prostori između zrna ili strukturnih komponenata (sl. 7-3, 13-13, 13-20, 13-21A, B i C). Ta je poroznost istovjetna poroznosti pješčenjaka kako to prikazuje sl. 7-3. Ova vrsta poroznosti nastaje na dva načina: ako se pri taloženju zrna istodobno ne taloži i matriks, ili ako je matriks koji je taložen u međuprostorima zrna djelomice ili potpuno ispran ili naknadno otopljen. U posljednjem slučaju novonastale pore imaju značajke moldičke poroznosti (vidi odjeljak 8.1.2) s izoliranim porama koje bitno ne povećavaju efektivnu poroznost i propusnost.

Interpartikularna ili intergranularna (međuzrnska) poroznost izuzetno je značajna za kolektorska svojstva vapnenaca, posebice ooidnih i intraklastičnih grejnstona, rudistnih kokinskih vapnenaca, kao i biokalkarenita pretežito sastavljenih od skeleta zelenih alga (skeletnih grejnstona).

d) **Fenestralna poroznost** česta je u ranodijagenetskim dolomitima, stromatolitnim i drugim vapnencima taloženim u plimnom i natplimnom pojasu i u vadoznoj zoni te najplićem dijelu potplimnog okoliša (sl. 3-8B, 6-10 i 13-9). Fenestre su izdužene, laminoidne (planarne), mjehuraste ili nepravilne šupljine nastale zbog truljenja cijanobakterija, isušivanja i kovrčanja cijanobakterijskih livada ("algalnih livada") i akumulacije mjehurića biogenih plinova u talozima tijekom ili neposredno nakon taloženja (vidi odjeljak 13.2.1). U literaturi je čest sinonim za njih **tekstura ptičjeg oka** ("*birds eye structure*" - Shinn, 1968).

Poseban fenomen fenestralne poroznosti jest tzv. **stromataktis**. To su krpaste, nepravilne šupljine u vapnencu koje imaju geopetalno punjenje, tj. djelomice su ispunjene internim sedimentom - mikritom, a djelomice, i to u gornjemu dijelu,



Slika 8-1 Sklonišna poroznost (*shelter porosity*), odnosno poroznost efekta kišobrana nastala ispod konveksno okrenute (poklopljene) polovice ljušture školjke jer se tu u "skloništu ispod kišobrana" nije mogao taložiti nikakav sediment. Šupljina bez sedimenta je tijekom dijageneze pretežitim dijelom ispunjena mozaičnim cementom. Periplimni facijes titon-berijasa okolice Dubrovnika. Širina slike = 3 mm.

mozaičnim druznim cementom. Dužina im u pravilu varira od nekoliko milimetara do 10 cm, a visina od 1 do 3 cm. Česte su u vapnencima muljnih humaka (*mud mounds*) te u briozojsko-koralinacejskim i drugim grebenskim vapnencima, posebice na bokovima grebena (*reef flank*). Nastale su neposredno ispod morske razine istodobno s postankom sedimenta, kako je to podrobno prikazano u odjeljku 13.5.2.

e) **Sklonišna poroznost** ili "*shelter porosity*" pojavljuje se u vapnencima koji sadrže krupne bioklaste ili ljušture školjkaša. Ako su takve ljušture konveksno okrenute, ispod njih se ne može taložiti nikakav sediment jer one čine "sklonište poput kišobrana". Šupljina ostaje bez sedimenta, a u dijagenezi dijelom ili potpuno i bez cementa (sl. 8-1).

8.1.2. Vrste sekundarne poroznosti

Među sekundarnom poroznošću mogu se izdvojiti sljedeće vrste:

a) interkristalna poroznost,
b) moldička ili kalupna poroznost (*moldic porosity*),
c) šupljinska poroznost (*vug* ili *vuggy porosity*),
d) kanalna poroznost (*channel porosity*),
e) špiljska poroznost (*cave porosity*),
f) prslinska poroznost (*fracture porosity*),
g) poroznost breča (*breccia porosity*),
h) poroznost trošenja i "kredasta" poroznost (*chalky porosity*),
i) poroznost nastala djelatnošću organizama koji buše podlogu (*boring porosity*),
j) bioturbacijska poroznost ili poroznost nastala organizmima koji ruju po nevezanim sedimentima (*burrowing porosity*), i
k) poroznost pukotina stezanja (*shrinkage porosity*).

a) **Interkristalna poroznost** označava porne prostore između kristala koji su nastali bilo sinsedimentacijskim bilo postsedimentacijskim procesima. To je najrašireniji tip poroznosti u kasnodijagenetskim dolomitima, posebice "šećerastim dolomitima" (sl. 6-13A i B), ali i u kriptokristalastim ranodijagenetskim dolomitima koji se odlikuju euhedralnim kristalima. Nastala je pri dolomitizaciji zbog toga što je dolomitna rešetka gušće pakirana od rešetke kalcita. U "šećerastim dolomitima" interkristalna poroznost može doseći vrijednosti i do 30%, što je i dvostruko više od one teorijske, tj. 12,9% (odjeljak 6.1.1). U dolomitičnim vapnencima interkristalna poroznost također raste proporcionalno s intenzitetom kasnodijagenetske dolomitizacije i to znatno iznad teorijskih 12,9%. Porast poroznosti pri dolomitizaciji iznad teorijskih vrijednosti posljedica je toga što je pri dolomitizaciji obično otopljeno više kalcita nego što se stvori dolomita, što je dolomitizacija zbog bolje propusnosti pospješena u primarno jače poroznim vapnencima, i što su pore u dolomitima u pravilu znatno slabije cementirane od pora u vapnencima.

Osim u dolomitima tu vrstu poroznosti nalazimo i u rekristaliziranim vapnencima, odnosno kristaliničnim vapnencima, a rjeđe i u anhidritima.

b) **Moldička ili kalupna poroznost** nastaje otapanjem pojedinih komponenata vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita, osobito ooida, onkoida, skeleta zelenih alga, gastropoda, bivalvinskih školjkaša, koralja i evaporitnih minerala, osobito gipsa, tako da u stijeni od njih ostaju samo njihovi kalupi (sl. 6-10B, 6-14 i 13-20D). Prema otopljenoj komponenti obično taj tip poroznosti dobiva i pobliže ime: oomoldička, pelmoldička, onkomoldička, biomoldička ili skeletna kalupna poroznost. Vrlo visoku moldičku ili kalupnu poroznost često imaju onkoidni i ooidni vapnenci zbog razlike u stabilnosti - topljivosti - jezgara i ovoja izgrađenih od aragonita i kalcita (sl. 13-20D) te zrna - ooida ili onkoida - i matriksa.

Često kalupne šupljine skeleta mogu biti proširene daljnjim otapanjem i korozijom, pa se izgubi primarni oblik kalupa - šupljine. Takvu šupljinu nazivamo **korozijska šupljina**, pri čemu ona čini prijelaz u sekundarnu poroznost tipa c, d i e. Lijep primjer kalupne poroznosti su kalupi - šupljine - dolomitnih fragmenata u badenskim "litavcima" Medvednice (sl. 6-14 i poglavlje 6.5).

c-e) **Šupljinska, kanalna i špiljska poroznost** posljedica su selektivnog, nepravilnog otapanja stijene u ovisnosti o njezinom primarnom sastavu. Šupljine (*vugs*) imaju nepravilan oblik i različite dimenzije, a međusobno mogu biti povezane uskim kanalima (sl. 13-1). Špiljska poroznost oblik je šupljinske i kavernozne poroznosti koja se odlikuje velikim nepravilnim šupljinama - kavernama (sl. 5-3). **Kaverne** su pore velikih dimenzija, nepravilnog oblika, nastale procesima otapanja pojedinih dijelova stijene, posebice proširivanjem i korozijom tektonskih prslina i razdrobljenih zona u kršu (sl. 5-3). Pore izdužena oblika (odnos dužine i srednjega presjeka >10) zovemo **kanalne pore**. One najčešće nastaju anorganskim procesima tijekom dijageneze, pri ro-

vanju organizama ili bioturbacijama ili kao **pukotine stezanja** (*shrinkage* cracks).

Sva tri tipa te poroznosti karakteristična su za krš, ali i za pradavno okršavanje i identifikaciju manjih, stratigrafski teško dokumentiranih emerzija u vapnencima (vidi poglavlje 13.1).

f) **Prslinska poroznost** glavna je vrsta poroznosti nastale pri tektonskom lomljenju i drobljenju stijena, kao i kod tektogenih i tektogeno-dolomitizacijskih breča (sl. 7-8). U prslinske pore ubrajaju se necementirane prsline (cementirane prsline zovemo žilice), ali i otapanjem, odnosno korozijom nastale tektonske pukotine. Premda ovaj tip poroznosti obično zauzima razmjerno malen dio stijene (1-3% ukupnog obujma) zbog velike drenažne sposobnosti - odnosno vrlo visokoga odnosa između poroznosti i propusnosti - ima veliko značenje i važnost u karbonatnim sedimentima kao ključni čimbenik kolektorskih osobina stijena u naftnim i plinskim ležištima.

Pri tome su dolomitne stijene obično intenzivnije razlomljene od vapnenaca, jer su pri djelovanju neusmjerenog tlaka znatno krhkije od vapnenaca, kako to pokazuju laboratorijska istraživanja Hawlea et al. (1967 - iz Füchtbauer, 1973).

g) **Poroznost breča** zapravo je posebna vrsta međuzrnske poroznosti koja se odnosi na pore između fragmenata od kojih je sastavljena breča, ali i na poroznost u matriksu ili cementu tih breča (sl. 7-1 i 7-6).

h) **Poroznost trošenja** nastaje kao produkt trošenja i dijageneze vapnenaca i dolomita u subaerskim uvjetima tropskih i suptropskih zona (vidi *rauhwacke*, poglavlje 6.5), a **"chalky"-poroznost** ili **kredasta poroznost** trošenjem i izlaganjem karbonatnih stijena (grebenskih vapnenaca i skeletnih pijesaka) utjecaju atmosferilija u tropskim i suptropskim područjima. Izvanredno je važna kao čimbenik kolektorskih osobina stijena za naftu i plin (Reeckmann & Friedman, 1981).

i) **Poroznost nastala djelatnošću organizama koji buše podlogu** uglavnom je vezana samo za površine pojedinih strukturnih komponenata vapnenaca ili za površinske dijelove vapnenaca.

j) **Bioturbacijska poroznost** nastaje zbog rovanja, kopanja i bušenja muljevita sedimenta organizmima. Kod litificiranih bioturbiranih vapnenaca tragovi su u pravilu ispunjeni sedimentom drukčijeg granulometrijskog sastava i s drukčijim tipom karbonatnog detritusa, pa je i poroznost u njima drukčija od one u stijeni domaćinu (sl. 5-12).

8.2. Organska tvar u karbonatnim sedimentima

Organska je tvar prisutna u malim količinama u gotovo svim sedimentima, a u značajnijem se udjelu nalazi uglavnom u pelitnim, laporovitim i karbonatnim stijenama, posebice u muljnjacima, šejlovima, marlitima, kao i nekim vapnencima i dolomitima. Takve stijene zbog toga mogu biti izvori sirove nafte, pa su dobile ime **naftne matične stijene** (*oil source rocks*), ili je, ako su jače dijagenetski očvrsnute, stari naziv za njih bio "naftni škriljavci", a danas su poznate kao **naftni šejlovi** (*oil shales* - Yen & Chilingarin, 1976). Za muljnjake bogate organskom tvari koristi se i termin **sapropelit**.

Organska tvar se u sedimentima pojavljuje u obliku četiri temeljne vrste kompleksnih ugljikovodika: kerogena, asfalta ili bitumena, sirove nafte i prirodnoga plina. Vrlo kompliciran proces stvaranja kompleksnih ugljikovodika najlakše se zbiva iz organskih ostataka višega bilja, peludi, spora i alga u sitnozrnastim talozima bez prisutnosti kisika tijekom njihove dijageneze. U velikoj mjeri taj je proces vezan za mikrobiološku aktivnost na temperaturama i tlakovima primjerenim malim dubinama prekrivanja. Na taj način nastaju ugljikovodici sastavljeni od dugačkih molekula, poznati kao kerogen. Na većim dubinama prekrivanja (2.000 do 3.500 m), pri povišenim temperaturama i tlaku, tj. pri katagenezi, velike se molekule kerogena raspadaju na manje molekule ugljikovodika, stvarajući na taj način bitumen iz kojega u kasnijoj katagenezi mogu nastati nafta i prirodni plin.

Za postanak ugljikovodika potrebni su posebni, anoksični uvjeti u sedimentima, jer uz prisutnost kisika zbog jake oksidacije najveći dio organskih ostataka trune i ne pretvara se u ugljikovodike. Za stvaranje ugljikovodika, uz anoksične uvjete, tj. količinu kisika <0,2 ml/l, vrlo važnu ulogu ima stupanj očuvanja i raspršenosti organske tvari u sedimentu i njezina homogenizacija s česticama taloga. Ovo posljednje izravno je povezano s okolišem taloženja, anaerobnim uvjetima i obrocima sedimentacije, tj. brzinom akumulacije taloga i udjelom organske tvari. Najpovoljniji okoliši taloženja u kojima uz koncentraciju organske tvari i njezinu raspršenost u sitnozrnastom talogu vladaju potrebni anoksični uvjeti jesu jezerski i marinski taložni prostori sa slabim ili nikakvim strujanjem i turbulencijom vode, a to je moguće u morfološki izoliranim niskoenergijskim dijelovima jezerskoga ili morskoga dna ispod osnovice valova olujna vremena. Tu zbog morfologije dna, posebice postojanja pragova i/ili izoliranih udubljenja na dnu, voda dugotrajno sadrži nisku koncentraciju kisika i u nju je u pravilu potpuno onemogućen donos kisika. Postojeći se kisik otopljen u vodi postupno troši na procese truljenja organske tvari, koja se, uz neprekinutu bioprodukciju, stalno taloži iznad kontakta talog-voda. Na taj način neposredno iznad dna dugotrajno postoji sloj vode s nedostatkom kisika, odnosno sloj vode i sloj taloga s anoksičnim uvjetima. Boja takvih taloga je tamna, često potpuno crna, kako zbog velike količine sitno raspršene organske tvari, tako i pirita nastalog procesima bakterija koje reduciraju sulfate. Pore taloga, osim toga, sadrže i znatne količine sumporovodika koji je ekološki nepovoljan čimbenik za organizme koji žive pri dnu i na dnu, kao i muljožderne organizme koji prekopavaju, ruju i hrane se organskim ostacima iz mulja. Zato takvi talozi nisu bioturbirani i obično zbog promjena odnosa obroka taloženja anorganskog i organskog taloga imaju tanku horizontalnu laminaciju s izmjenama tamnih, organskom tvari bogatih, i svijetlijih, anorganskim talogom bogatih lamina.

Promjenom uvjeta taloženja, osobito porastom obroka sedimentacije, primjerice progradacijom turbiditne, submarinske ili deltne lepeze, može doći do brzog prekrivanja spomenutih taloga anoksičnih okoliša velikom količinom novih sedimenata, pa će brzi porast dubine prekrivanja zaštititi takve taloge od oksidacije i omogućiti dijagenetske i katagenetske procese stvaranja kerogena, bitumena, nafte i prirodnoga plina.

Kerogen *je tamnosiva ili crna kruta organska tvar sastavljena od dugih ugljikovodičnih molekula*. Po definiciji Dotta & Reynoldsa (1969) *kerogen sadrži ugljikovodike koji nisu topljivi u uobičajenim organskim otapalima poput etera, acetona, benzena ili kloroforma*. Nalazi se s različitim udjelima u organskom tvari bogatim sedimentima, poglavito muljnjacima, šejlovima, marlitima i dolomitima (sl. 6-12A i B). Kad je potpuno čist kerogen je zapravo vrsta ugljena, a sadrži između 70 i 80% ugljika, 7-11% vodika, 10-15% kisika i u tragovima dušik i sumpor. Glavna je matična tvar iz koje katagenezom nastaje većina nafti, a i neki plinovi.

Kerogen je kompleksnoga organskog sastava i smatra se da uglavnom potječe od vjetrom nanesenih spora i peluda (polena) biljaka te vrlo sitnih vodenih biljaka (alga) koje su se taložile zajedno s vjetrom donesenim siltom, a za njihovu fosilizaciju u kerogen bili su nužni anaerobni uvjeti i okoliši (Huges, 1978).

S obzirom na podrijetlo organske tvari postoje tri različita tipa kerogena (Selley, 1988):

1. algalni kerogeni iz kojih se generira nafta,
2. miješani kerogeni iz kojih se generiraju ili nafta

ili plin, i

3. humusni kerogeni iz kojih se generira plin.

Prema Brooksu et al. (1987) kerogeni su podijeljeni u tri glavna tipa na temelju vrijednosti međusobnih odnosa vodik/ugljik i kisik/ugljik u tzv. **Van Krevelenovom dijagramu**:

Tip I kerogena ili **liptinit** odlikuje se visokim vrijednostima omjera vodik/ugljik (1,0-2,2) i niskim vrijednostima omjera kisik/ugljik (<0,1). Nastaje pri visokim temperaturama na većoj dubini prekrivanja iz lipida, masti i voskova. Ima veliki kapacitet izdvajanja tekućih ugljikovodika.

Tip II kerogena ili **eksinit** uglavnom nastaje iz kutina i sapropelina uz otpuštanje vode, CO_2 i biogenog metana (CH_4). Odlikuje se srednjim vrijednostima odnosa vodik/ugljik (1,0-1,7) i srednjim vrijednostima odnosa kisik/ugljik (0,07-0,2). Pokazuje veliku sposobnost izdvajanja tekućih ugljikovodika.

Tip III kerogena ili **vitrinit** ima nizak odnos vodik/ugljik (0,5-1,0) i visok odnos kisik/ugljik (0,07-0,25). Nastaje pri nižim temperaturama iz proteina, lignina i humusnih kiselina uz porast lignoceluloza. Iz njega se izdvajaju plinovi.

Podtip IIIb kerogena ili **internit** predstavlja izmjenjene - pougljenjene - ostatke drvenastih materijala i odlikuje se niskim vrijednostima odnosa vodik/ugljik (0,2-0,4) i niskim vrijednostima odnosa kisik/ugljik (0,06-0,08). Iz njega se teško ili nikako ne izdvajaju tekući i plinoviti ugljikovodici.

Maturacija ili dozrijevanje kerogena, koje se zbiva pri višim temperaturama na većim dubinama prekrivanja, dugotrajan je dijagenetsko-katagenetski proces. Smatra se da značajni učinak ima tek na temperaturama višim od 70°C, ali osim povišenja temperature značajan čimbenik je i vrijeme, kako to pokazuju podaci o višem stupnju maturacije pri jednakim temperaturama u starijim od onih u mlađim sedimentima. Maturacija je kompleksan proces razgradnje kerogena kojim se kidaju velike, a stvaraju manje molekule tekućih (nafta) i plinovitih ugljikovodika (prirodni plin), uz određeni udio nerazgradivog termički otpornog kerogenskog ostatka. Što kerogen sadrži više vodika to je veća njegova sposobnost otpuštanja tekućih i plinovitih ugljikovodika. Proces maturacije kerogena usporedan je s ostalim fizikalnim i kemijskim dijagenetskim procesima sedimentnih stijena, od kojih su najvažniji kompakcija ili zbijanje, istiskivanje vode, cementacija, smanjenje poroznosti i promjena mineralnoga sastava (poglavlja 5.2 do 5.8).

Asfalt ili **bitumen** *je po sastavu sličan kerogenu, ali je za razliku od njega topljiv u uobičajenim organskim otapalima.* Sadrži 80-85% ugljika, 9-10% vodika, 2-8% sumpora, neznatnu količinu kisika te dušik u tragovima. U sedimentima se obično nalazi u porama, tektonskim prslinama i razdrobljenim zonama.

Sirova nafta *je naziv za ugljikovodike koji su tekući pri normalnom tlaku i temperaturi.* U talozima i stijenama ispunjava primarne i sekundarne pore. Sadrži 82-87% ugljika, 12-15% vodika i u tragovima sumpor, dušik i kisik. Sastavljena je od vrlo kompleksnih molekula koje sadrže međusobno promjenljive udjele četiri glavne skupine molekula parafina, aromatičnih ugljikovodika, naftena i asfalta. Iz matičnih se stijena generira već na temperaturama između 60 i 120°C.

Prirodni plin *je naziv za plinovite ugljikovodike koji su sadržani u porama sedimenata i sedimentnih stijena.* Ekstrahira se iz stijena koje sadrže već samo nešto više od 1,5% organskoga ugljika (= matične stijene) pri temperaturama od oko 120 do 220°C, jer na tim temperaturama kerogen nije više tako inertan s obzirom na mogućnost generiranja ugljikovodika.

II - EVAPORITNI SEDIMENTI

9. Gipsevi, anhidriti i soli

Evaporitnim sedimentima ili evaporitima *nazivamo stijene koje su nastale kemijskim izlučivanjem iz prirodno visokokoncentriranih otopina - salina ili brina nakon snažna isparavanja ili evaporacije.* Petrološki najvažniji i najčešći evaporitni sedimenti, uz ranodijagenetske evaporacijske dolomite, jesu gipsevi, anhidriti i soli (halit, polihalit, silvin, kizerit i karnalit). Petrološki i sedimentološki mnogo manje značenje imaju terestički sulfati, kao primjerice glauberit, tenardit i mirabilit te alkalijski karbonati pustinjskih plaja (*playa*) okoliša, kao što su šortit i trona.

9.1. Fizikalni, kemijski i geološki uvjeti postanka evaporita

Evaporitni minerali i sedimenti danas se talože u rubnim dijelovima slanih jezera i depresija, u salinama, zatvorenim lagunama te u zaljevima i slanim jezerima u područjima s aridnom, tj. suhom i toplom klimom. To, drugim riječima, znači da je za taloženje evaporita prijeko potrebno jako isparavanje vode koje mora biti višestruko brže od njezina dotoka, tako da se neprestano povećava koncentracija soli (sl. 9-5). Morska voda normalnoga saliniteta ima gustoću 1,025 g/cm^3 i sadrži 35 g/l otopljenih tvari, odnosno ima salinitet od 35‰. U tih 35 g/l otopljenih tvari morska voda sadrži:

- 78,0% halita (NaCl),
- 18,0% K soli, K i Mg klorida i sulfata; uglavnom su to silvin (KCl), karnalit ($KMgCl_3 \cdot 6H_2O$), kainit ($MgSO_4KCl \cdot 3H_20$) i kizerit ($MgSO_4 \cdot H_2O$),
- 3,5% Ca-sulfata: gipsa ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) i anhidrita ($CaSO_4$),
- 0,3% karbonata, i
- 0,2% bromida, fluorida i borata.

Pri isparavanju morske vode najprije se dostiže koncentracija koja omogućava izlučivanje Ca-karbonata u obliku aragonita, kalcita ili visokomagnezijskog kalcita, a zatim i dolomita koji potiskuje Ca-karbonate, kako je to objašnjeno u poglavljima o evaporacijskoj ranodijagenetskoj dolomitizaciji (poglavlja 6.1 i 6.2 te sl. 6-2 do 6-6).

Kristalizacija gipsa počinje kad se pri temperaturi od 30°C isparavanjem vode poveća koncentracija soli za oko 3,5 puta, tj. salinitet morske vode poraste na oko 120‰, i zbiva se dok koncentracija soli u vodi ne naraste na 4,8 puta više od one kakva je u morskoj vodi normalnog saliniteta, kada počinje izlučivanje anhidrita (tablica 9-1, sl. 9-5). Međutim, do izlučivanja gipsa može doći i iz otopina s manjim koncentracijama, ako su temperature znatno više od 30°C. Gips se, na primjer, iz morske vode normalnog saliniteta izlučuje kod temperature od 58°C, a anhidrit iznad te temperature (Engelhardt, 1973).

Anhidrit se pri temperaturi od 30°C izlučuje iz otopina koje imaju 4,8 do 9,5 puta višu koncentraciju od morske vode normalnoga saliniteta (od 35‰) i normalne gustoće od 1,025 g/cm^3 (Füchtbauer & Müller, 1970). Međutim, kako su to

MINERAL	POVEĆANJE KONCENTRACIJE MORSKE VODE
Ca-karbonati i ranodijagenetski dolomit	< 3,5 puta
gips	3,5 - 4,8 puta
anhidrit	4,8 - 9,5 puta
halit	9,5 - 11 puta
K-Mg kloridi	> 60 puta

Tablica 9-1 Granične vrijednosti povećanja koncentracije morske vode evaporacijom potrebne za izlučivanje evaporitnih sedimenata pri temperaturi od 30 °C (iz Füchtbauer & Müller, 1970).

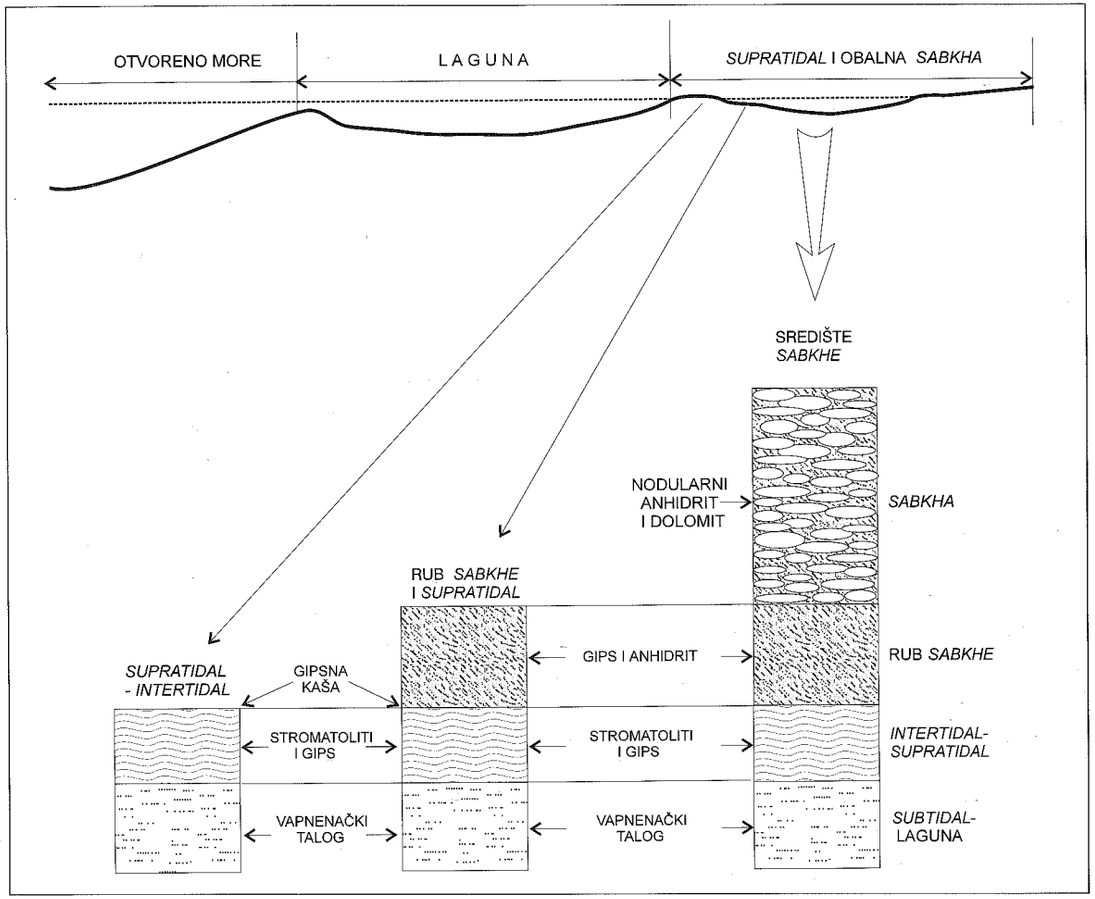
dokazala istraživanja u recentnim *sabkhama* u Perzijskom zaljevu (Kinsman, 1965, 1969), njegovo je izlučivanje moguće već i pri temperaturi od samo 20 °C. Ako je koncentracija morske vode evaporacijom povišena za više od 7 puta, tj. ako je klorinitet viši od 130‰, izlučivanje anhidrita se uglavnom zbiva na 25 - 35 °C. Prema rezultatima tih istraživanja u *sabkha*-uvjetima izlučivanje anhidrita počinje pri temperaturi od 58 °C uz salinitet dvaput veći od normalnog i traje sve do temperature od 20 °C uz povećanje koncentracije do sedam puta više od normalne.

Ovi primjeri izlučivanja gipsa i anhidrita iz morske vode u ovisnosti o temperaturi i koncentraciji jasno pokazuju da je izlučivanje uvjetovano ili povišenjem koncentracije soli zbog isparavanja ili pak znatnim povećanjem temperature. Budući da u geološkoj prošlosti temperatura uglavnom nije bila toliko visoka da bi dosegnula točku kristalizacije Ca-sulfata iz morske vode normalne koncentracije (58 °C), jasno je da je za taloženje velikih količina takvih stijena, uz povišenu temperaturu i suhu klimu, bitnu ulogu imalo i povećanje koncentracije morske vode uzrokovano evaporacijom izoliranih vodenih prostora.

Najveći dio gipsa i anhidrita izlučuje se iz morske vode u izoliranim bazenima kad je isparavanje toliko da joj je volumen smanjen na svega 30 do 10 % prvobitnoga, a njezina gustoća povećana s 1,025 na 1,126 do 1,214 g/cm^3. Daljnjim isparavanjem i smanjivanjem prvobitnoga volumena vode na manje od 10 a više od 6 % i povećanjem gustoće s 1,214 na 1,257 g/cm^3 izlučivat će se uglavnom samo halit. Za **izlučivanje K-soli**, uz preostali halit, potrebno je izuzetno jako isparavanje vode, tako da joj početni volumen bude smanjen na manje od 6 %, a gustoća povećana na više od 1,4 g/cm^3 (sl. 9-5).

9.1.1. Evaporiti obalnih *sabkha* ili salina

Postanak anhidrita u obalnim *sabkha*-uvjetima u uskoj je vezi s procesom ranodijagenetske dolomitizacije u evaporacijskim uvjetima (poglavlje 6.2, sl. 6-3 do 6-6 i odjeljak 13.2.2). Nakon što je vapnenački talog na natplimnoj zoni (*supratidal*), u salini i oko nje (*sabkha*) ranodijagenetski dolomitiziran, odnosno nakon tvorbe dolomitnih kora po površini taloga, zbog povećanja koncentracije soli u vodi saline i/ili povišenja temperature započinje izlučivanje anhidrita. Anhidrit se najprije izlučuje u fenestrama i šupljinama ranodijagenetskog dolomita na rubovima *sabkhe*, a zatim u obliku tankih lamina, često s karakterističnom "bodljikavom strukturom" ("*chicken-wire texture*"), pa slojeva nodularnoga anhidrita u središnjem dijelu *sabkhe* (sl. 9-1). Istodobno u plimnom okolišu i u donjem dijelu natplimne zone (*supratidal*), bočno od *sabkhe*, nastaju cijanobakterijske livade i stromatoliti uz izlučivanje gipsa u obliku **gipsne kaše** i ranodijagenetsku dolomitizaciju (vidi odjeljak 13.2.2). Povećava li se koncentracija i/ili temperatura u *sabkhi* proces evaporacije sve više napreduje, izlučivanje anhidrita se sve više pospješuje, pa anhidrit potiskuje i okolni dolomit (= ranodijagenetska anhidritizacija - sl. 9-1).



Slika 9-1 Shematski prikaz okoliša taloženja regresivne *sabkha*-sekvencije i procesa stvaranja *sabkha*-evaporita na primjeru recentne Trucial Coast *sabkhe* (djelomično izmjenjeno prema Selley, 1988).

Kod idealnih *sabkha*-uvjeta nastaju sedimenti s ritmičnom izmjenom triju glavnih litoloških članova, odnosno tzv. **regresivni *sabkha*-ciklusi** (sl. 9-1). Odozdo naviše u Arab-Darb formaciji, Trucial Coast (Wood & Wolfe, 1969), to su:

- član A: cijanobakterijski bajndston/grejnston, odnosno stromatolit, taložen u periplimnom okolišu (*shallow subtidal*). Daljnjim oplićavanjem u *intertidal* i *supratidal* član A postupno naviše prelazi u homogeni i laminirani ranodijagenetski dolomit,
- član B: stromatolitni ranodijagenetski dolomit s fenestralnom građom i desikacijama (gornji *intertidal - supratidal*), i

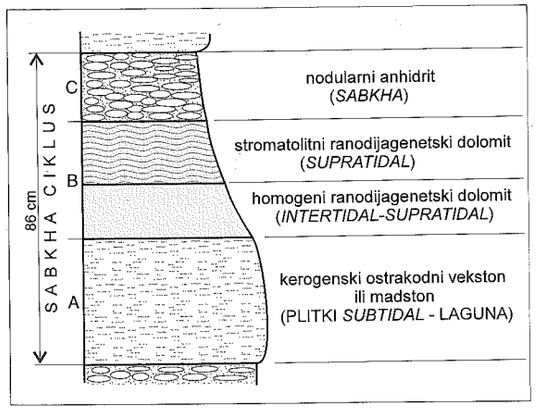
- član C: nodularni anhidrit (*supratidal*).

Umjesto idealnih *sabkha*-ciklusa često mogu nastati ciklusi u kojima nedostaje član A, B ili C, odnosno ciklusi u kojima je neki od tih članova razvijen u maloj debljini. Član A može izostati ako je ranodijagenetska dolomitizacija zahvatila cijeli tanki sloj vapnenačkog taloga jednog ciklusa, a član B ako je evaporacija vode u *sabkhi* bila intenzivna, pa je anhidrit potisnuo gotovo sav dolomit.

Hoće li se u evaporitnim *sabkha* uvjetima izlučiti gips ili anhidrit prije svega ovisi o koncentraciji vode u obalnim salinama ili *sabkhama* te u morskoj vodi na plimnoj zoni (*intertidal*). Gips se izlučuje na prijelazu plimne i natplimne zone (West et al., 1979), gdje koncentracija još nije dosegnula potrebnu vrijednost za izlučivanje anhidrita (vidi sl. 9-1 i tablicu 9-1) te u početnom stadiju isušivanja *sabkhe* dok još nije dostignuta koncentracija za izlučivanje anhidrita ("gipsna kaša" na sl. 9-1), kako je to opisano u odjeljku 13.2.2.

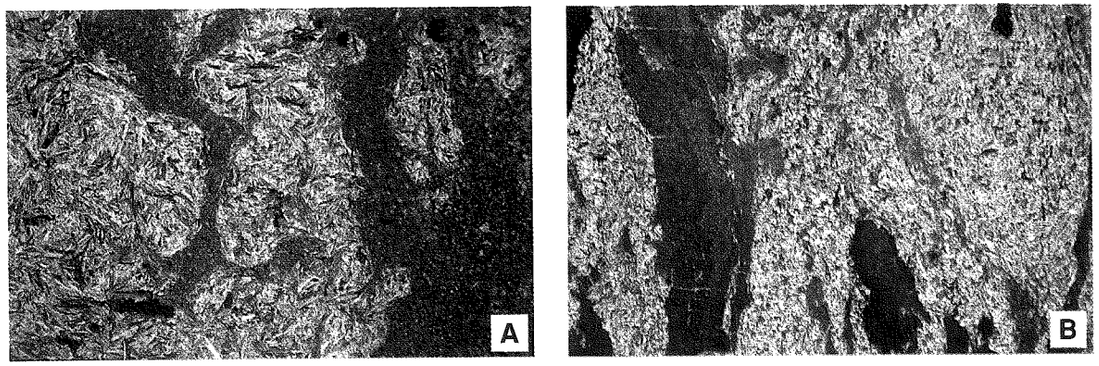
Najvažnija teksturna i strukturna značajka takvog *sabkha*-anhidrita jest nodularna građa anhidrita (**nodularni anhidrit**), koji oko nodula sadrži deblje ili tanje proslojke, lamine ili samo filmove dolomita, a sam se anhidrit unutar nodula sastoji od različito orijentiranih, izduženih do igličastih kristalića, tj. od **acikularnog anhidrita** (sl. 9-3). Međusobni odnos anhidrita i dolomita u nodularnome anhidritu ovisi o salinitetu, temperaturi i jačini isparavanja vode u salini, kao i o trajanju *sabkha*-uvjeta te sadržaju sulfata u vodi saline.

Izvanredne primjere *sabkha*-ciklusa sa *sabkha* nodularnim anhidritima nalazimo u dubokim istražnim bušotinama karbonatno-anhidritnoga kompleksa u području Ravnih kotara i Dugog otoka. Primjer regresivnog *sabkha*-ciklusa iz duboke istražne bušotine RK-3 ravnokotarskoga karbonatno-anhidritnog kompleksa prikazuje sl. 9-2, a kao primjer evaporita nastalih u obalnim *sabkhama* mogu poslužiti gornjopermski evaporiti središnjega dijela Dinarida (sl. 9-4).



Slika 9-2 Litološke značajke i interpretacija taložnog sustava regresivnog *sabkha*-ciklusa u ravnokotarskom karbonatno-anhidritnom krednom (?alb) kompleksu na primjeru jezgre iz bušotine RK-3 (iz Tišljar, 1994).

Gornjopermski evaporiti i prateći karbonati te sitnozrnasti klastiti središnjeg dijela Dinarida (središnja i sjeverna Dalmacija, Lika i sjeverozapadna Bosna) nastali su u evaporacijskim uvjetima plaja, obalnih *sabkha* i periplimnih okoliša duž rubnoga dijela epikontinentalnog mora. Njihovo je taloženje uvjetovano stalnom regresivnom tendencijom i progradacijom kopnenih klastičnih plaja i evaporitnih obalnih okoliša u plitkomorski taložni prostor (Tišljar, 1992). Dok su klastične stijene taložene u okolišima prednjega žala i/ili plaja do slanih jezera, zajednica evaporita i karbonata (anhidriti koji su na površini hidratizirani u gips i ranodijagenetski dolomiti) nastala je u obalnim *sabkhama* i na *supratidalu* u uvjetima stalnog relativnog snižavanja morske razine i sužavanja morskoga prostora (sl. 9-4). Gornjopermski evaporiti (nodularni anhidrit i na površini njegov hidratizirani ekvivalent - gips) redovito sadrže proslojke, lamine ili samo tanke relikte ranodijagenetskih dolomita, obično sa snažnim "enterolitnim boranjem" (vidi poglavlje 9.2). Neki evaporiti sadrže, međutim, samo tektonski intenzivno razdrobljene i brečirane ostatke tankih



Slika 9-3 Nodularni *sabkha*-anhidriti. **A** - Mikroskopski izbrusak nodularnog *sabkha*-anhidrita. Anhidritne nodule sadrže različito orijentirane igličaste ili acikularne kristaliće anhidrita, a nalaze se unutar dolomikrita, tj. ranodijagenetskog kriptokristalastog dolomita (tamno). Nastale su potiskivanjem dolomita anhidritom u ranodijagenetskoj fazi, odnosno još u *sabkha* okolišu. Član C regresivnog *sabkha*-ciklusa, karbonatno-anhidritni kompleks u jadranskom podmorju - bušotina Brač-1 (dubina 4.111,2 m). Ukriženi nikoli, dužina slike = 3,3 mm. **B** - Mikroskopski izbrusak nodularnog *sabkha*-anhidrita koji osim nodula sastavljenih od anhidrita acikularnoga tipa sadrži relikte ranodijagenetskog stromatolitnog dolomita (tamno). Član C *sabkha*-ciklusa, karbonatno-anhidritni kompleks u jadranskom podmorju - bušotina Dugi otok - DO-1 (dubina 3.058,4 m). Ukriženi nikoli, dužina slike = 3,3 mm.

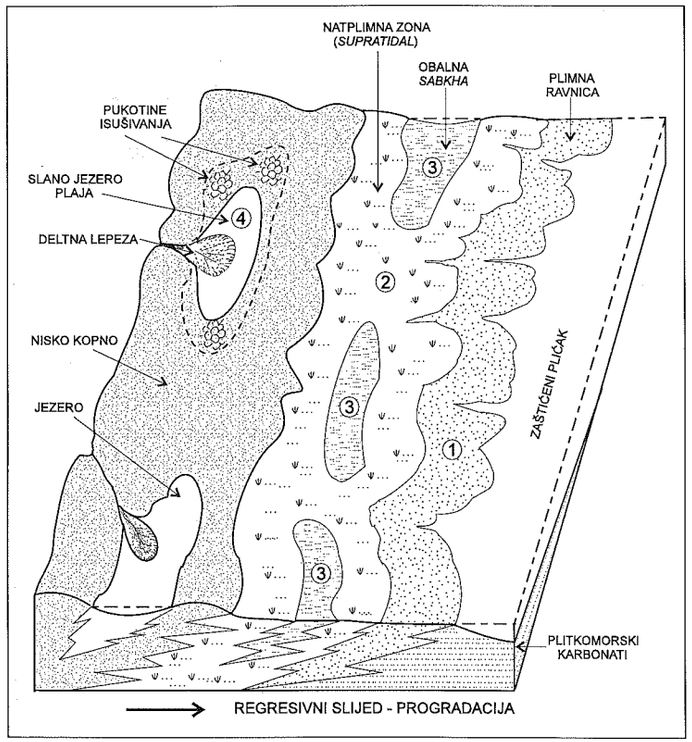
proslojaka dolomita u obliku dolomitno-gipsnih breča. Cikličke izmjene ranodijagenetskih dolomita i anhidrita (odnosno gipsa kao njegovog hidratacijskog produkta) interpretirane su kao *sabkha*-ciklusi, odnosno B i C članovi regresivnog *sabkha*-ciklusa obalnih *sabkha* (Tišljar, 1992).

Izlučivanje halita najčešće je u obliku tankoslojevitih cikličkih sekvencija u rubnim dijelovima i plićacima povremenih salina ili rasola, tzv. efemeralnih *brina* (Lowenstein & Hardie, 1985; Catharo et al., 1992). Takve su tanke cikličke sekvencije, međutim, često naknadno potpuno razorene zbog dijapirizma, ili se njihov značajni dio otapa tijekom naknadnog preplavljivanja morem (Hardie, 1984). Zbog toga se halit u stijenama u pravilu nalazi rjeđe i u mnogo manjim količinama nego što je bilo njegovo stvarno izlučivanje.

Jedan od mnogih primjera okoliša i uvjeta izlučivanja soli je područje Mrtvoga mora, u kome su se od pliocensko-pleistocenskoga doba pa do danas nataložile oko 1 km debele naslage halita s tankim proslojcima K-soli (karnalita). Danas se u južnome dijelu Mrtvoga mora u priobalnim močvarama pri jakoj evaporaciji sol izlučuje u obliku kompleksnih, izoliranih, tikvicama, glavicama kupusa, mrkvama i artičokama sličnih struktura i mreže poligonalnih solnih valova ili grebena koji međusobno odvajaju velike slane močvare (Talbot et al., 1996). Ovakve su strukture objašnjene naglim promjenama uvjeta i okoliša taloženja na relacijama od *brina* s dubljom vodom preko potpuno plitkih *brina* do povremenih i potpuno isušenih *brina*.

9.1.2. Subakvatski i marinski evaporiti

Evaporiti mogu nastati i u subakvatskim jezerskim i marinskim uvjetima. Velike količine gipsa i/ili halita koje nastaju u plitkoj vodi uvijek sadrže proslojke neevaporitnih stijena koje se talože u takvim okolišima. To su u pravilu debele naslage velike bočne rasprostranjenosti, često s kontinuitetom od više desetaka kilometara. Subakvatski se evaporiti, međutim, osim velikog bočnog, ali i



Slika 9-4 Blok-dijagramski prikaz okoliša taloženja gornjopermskog karbonatno-evaporitnog kompleksa u središnjoj Dalmaciji: 1 = plimna zona ili *intertidalni* okoliš s taloženjem vapnenaca; 2 = natplimna zona ili *supratidalni* okoliš s obalnim *sabkhama* u kome nastaju evaporiti i ranodijagenetski dolomiti (= evaporitno-dolomitni facijes); 3 = slano jezero s odlikama plaja okoliša u kome se talože sitnozrnasti klastiti s pukotinama isušivanja i kristalima gipsa (očuvanim kao kalupne šupljine). Zbog stalnog relativnog opadanja morske razine, tj. regresivnih tendencija, obalne *sabkhe* i plaje progradiraju u smjeru mora i na taj način nastaje regresivna sekvencija sa slijedom: vapnenci plimne zone (1) - ranodijagenetski dolomiti s evaporitima (2 i 3) - klastiti plaje (4), a mjestimice klastiti plaje (4) mogu biti taloženi i na plimne vapnence, tj. facijes 1 (iz Tišljar, 1992).

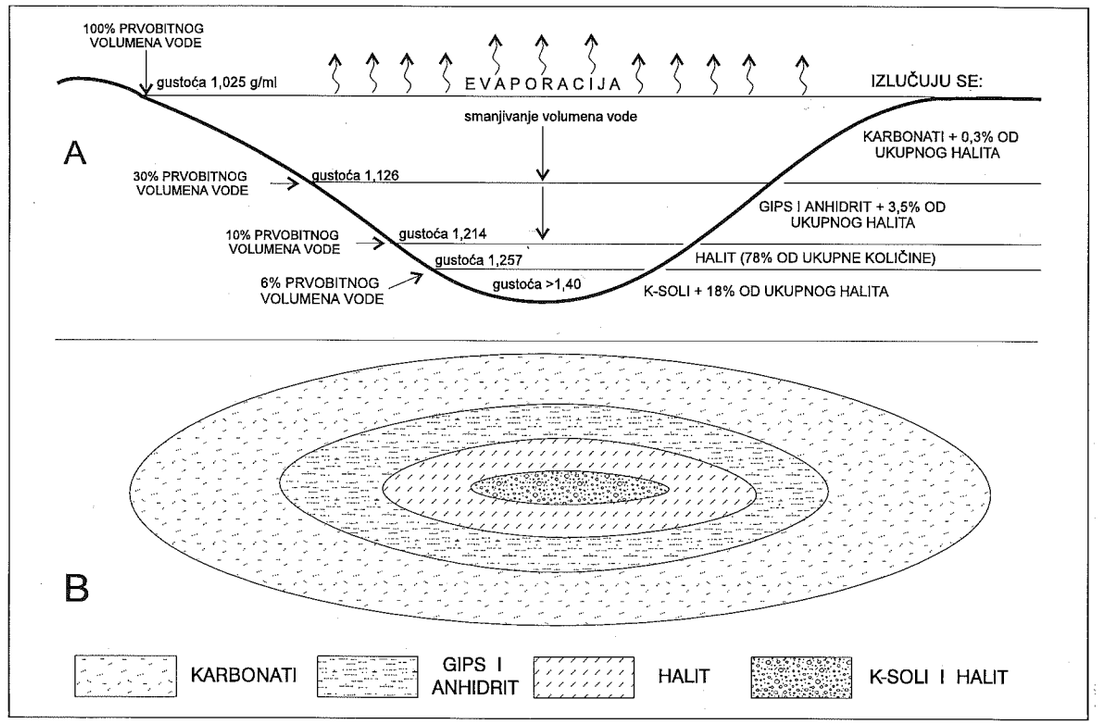
vertikalnog kontinuiteta, odlikuju učestalim izmjenama tankih proslojaka i lamina karbonata, sulfata i halita ili halita i pelitnih sedimenata. Zbog izrazite laminacije takvi se evaporiti obično nazivaju **laminirani evaporiti** ili, ako su lamine uzrokovane godišnjim sezonskim kolebanjima, **evaporitne varve** (Richter-Bernburg, 1952, 1957).

Izlučivanje halita u evaporacijskim uvjetima zbiva se nakon što je isparavanjem vode njezin salinitet povišen za 9,5 do 11 puta u odnosu na normalni salinitet pri prosječnoj temperaturi aridnih klimatskih područja od 30 °C (tablica 9-1 i sl. 9-5). **Izlučivanje K-Mg-klorida** počinje tek nakon povećanja koncentracije više od 60 puta u odnosu na normalnu koncentraciju morske vode (Füchtbauer & Müller, 1970), odnosno smanjenja njezinog prvobitnog volumena na samo 6% ili porasta njezine gustoće s 1,025 na 1,257 g/ml (Einsele, 1992), kako to prikazuje slika 9-5.

S obzirom na to da se u prirodi takva ekstremno visoka evaporacija u većim, petrološki značajnim razmjerima pojavljuje samo u strogo određenim uvjetima, jasno je zašto su i veća ležišta K-Mg-klorida razmjerno rijetka.

Evaporacijom morske vode teorijski je redoslijed izlučivanja soli ovakav: halit (NaCl), epsomit ($MgSO_4 \cdot nH_2O$), silvin (KCl) i bišofit ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$). Međutim, epsomit i bišofit pri izlučivanju soli vrlo često izostaju, a mjestimice se može izlučiti karnalit, tj. K-Mg-klorid s vodom ($KMgCl_3 \cdot 6H_2O$).

Facijes laminiranih evaporita nalazi se u relativno dubljem dijelu marinskog evaporitnog taložnog prostora, premda se može naći i u rubnim područjima plićih bazena, pri čemu se debljina evaporitnog facijesa povećava od ruba prema središtu bazena. Debljina lamina ili **evaporitnih**



Slika 9-5 Shematski prikaz redoslijeda izlučivanja evaporitnih taloga (**A**) i rasporeda pojedinih facijesa (**B**) pri isparavanju morske vode u zatvorenom taložnom sustavu u ovisnosti od smanjenja početnog volumena morske vode normalnog saliniteta i porasta njezine gustoće. Izlučivanje halita zbiva se unutar svake pojedine faze (facijesa) i prikazano je u postocima ukupno izlučenog halita. K-soli se izlučuju tek kad je evaporacijom volumen vode smanjen na <6 % od prvobitnog volumena, a njezina gustoća povećana na >1,257 g/cm^3 (modificirano prema Einsele, 1992).

varvi ovisi od tipa evaporita. Primjerice, halitne lamine kod cehštajnskih i drugih marinskih evaporita imaju debljine od 20 do 150 mm, gipsne i anhidritne 0,2 do 30 mm, a karbonatne lamine 0,05 do 0,1 mm. Debljina je lamina izravno povezana s brzinom njihovog taloženja: karbonata oko 5 cm, gipsa i anhidrita 50 cm, a halita 5.000 cm na tisuću godina (Einsele, 1992).

Taloženje gipsa i halita u marinskim okolišima uglavnom se zbiva u velikim, zatvorenim zaljevima i prostranim lagunama, odnosno morskim taložnim prostorima - bazenima - koji su zbog tektonike ili oscilacija morske razine ostali izolirani od otvorenog mora, osim jednog ili više uskih i plitkih kanala. Preko tih kanala obavlja se sav dotok morske vode normalnoga saliniteta.

Taloženje evaporita se u velikim, zatvorenim zaljevima i prostranim lagunama, odnosno morskim taložnim prostorima, zbiva u tri stadija:

- U prvome stadiju u najdubljem dijelu bazena, unutar vodenog sloja koji se nalazi ispod razine dna ulaznoga kanala, nema jače cirkulacije i miješanja vode s vodom otvorenoga mora, pa raste njezina gustoća na približno 1,07 do 1,08 g/cm^3 uz stalnu produkciju fitoplanktona u praktički stajaćoj vodi. Na taj se način stvaraju euksinski uvjeti u kojima se talože bituminozni

vapnenci i/ili lapori poznati kao *Stinkkalke* ili "smrdljivi vapnenci" (Schmalz, 1969).

- U drugome stadiju zbog stalnog povišenja koncentracije, odnosno gustoće vode, u najplićim se dijelovima taložnoga prostora stvaraju *brine* ili saline u kojima koncentracija soli opada od obale prema središnjem dijelu bazena. U priobalnim *brinama* ili salinama započinje izlučivanje gipsa i halita koji se više-manje potpuno otapaju pri povremenom dotoku vode niže koncentracije iz dubljih i udaljenijih dijelova bazena.
- U trećemu stadiju koncentracija otopljenih soli u vodi je već toliko visoka da se uglavnom neprekidno, ili samo s manjim prekidima, izlučuju **halit, gips i karbonati**.

Kompleksnim evaporitnim bazenima pripadaju poznati cehštajnski (gornjopermski) evaporiti zapadne, središnje i sjeverne Europe. Evaporiti u cehštajnu zapadne Europe, primjerice, čine slijed debljine veće od 2.000 m, u kojem se razlikuje pet ciklusa taloženja, odnosno četiri glavna i jedan sporedni, završni ciklus (Smith, 1981, iz: Schreiber, 1986). Idealizirani ciklus započinje tankim klastičnim članom koji se zatim nastavlja serijom: vapnenci - dolomiti - anhidriti - haliti - kalijsko-magnezijske soli.

Obično su razvijena samo tri ciklusa poznata kao Z1, Z2 i Z3 (oznaka Z = Zechstein).

Prvi ciklus (Z1) sastoji se od karbonata koji sadrže normalnu marinsku faunu koja naviše postaje sve siromašnija zbog povišenja saliniteta. Smatra se da je taj ciklus nastao pri brzoj progradaciji karbonatnoga klina u moru dubine od oko 200 m.

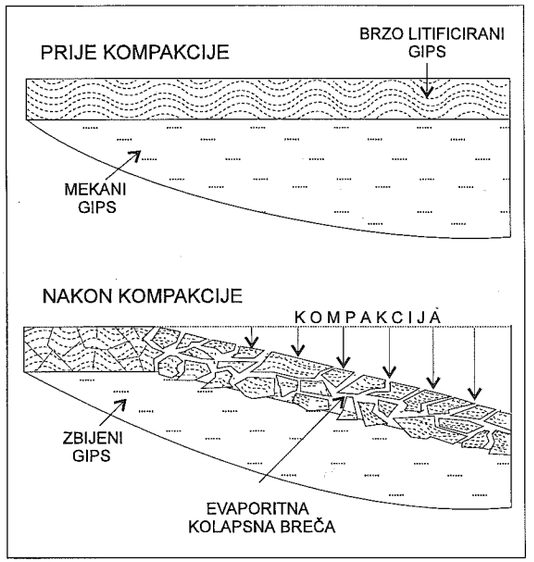
Drugi ciklus (Z2) obično se sastoji od dvaju dijelova: donji je dio sastavljen od bituminoznih tankolaminiranih karbonata poznatih pod nazivom "smrdljivi karbonati" (*Stinkkarbonate* ili *Stinkkalke*) koji oplićavanjem postupno prelaze u periplimne dolomite sastavljene od vrlo sitnih ooida i peleta s izluženim jezgrama. Gornji se dio sastoji od halita ili anhidrita debljine obično preko 300 m.

Treći ciklus (Z3) također je podijeljen u dva dijela: donji se dio sastoji od tankoga sloja šejla (<1 m) na kojemu slijedi mikrokristalasti algalni dolomit sive boje koji sadrži tanke lamine i proslojke šejla (*Plattendolomit*). Gornji je dio sastavljen od redanja evaporita ovisno o mjestu u bazenu: u središtu bazena taložene su K-soli koje prema rubu bazena prelaze u halite, da bi se na samom rubu bazena, tj. u natplimnoj zoni i *sabkhama* taložili algalni stromatoliti i nodularni anhidriti.

S gornjim dijelom trećega ciklusa (Z3) mogu se dijelom usporediti već u prethodnom odjeljku spominjani gornjopermski evaporiti područja Sinja i Knina, koji inače pokazuju sličnosti s evaporitima *Bellerophonske formacije* u talijanskim Alpama (Tišljar, 1992). Oni su taloženi u rubnim dijelovima bazena u uvjetima opće regresivne tendencije i stalnog smanjivanja marinskoga prostora tijekom mlađega perma (sl. 12-5).

9.2. Petrologija i dijageneza evaporitnih sedimenata

U subakvatskim uvjetima rast solnih kristala se pri evaporaciji zbiva već i u vodi i to pri njezinoj površini, a mnogo intenzivnije na kontaktu voda - talog te unutar samoga taloga, i to u obliku velikih kristala. Primarna poroznost u solnim talozima nastalim na taj način izravno ovisi o dimenzijama kristala i mjestu njihova postanka. Mehanička kompakcija (zbijanje) zbog toga može biti vrlo različita u odnosu na debljinu solnih taloga, jer je ovisna o sastavu pornih voda i voda u kojima se zbiva kristalizacija izvan evaporitnih taloga. Migracija visokokoncentriranih fluida iz solnih taloga u vodeni sloj ili iz vode u talog može izazvati dolomitizaciju vapnenačkih taloga kao i ranodijagenetsku cementaciju solnih i drugih taloga u obliku izlučivanja gipsa, anhidrita i kalcita. Pri takvoj cementaciji vrlo se dobro mogu očuvati primarne teksturno-strukturne značajke evaporitnih taloga, poput laminacije, varvi, nodula, slojevitosti i sl.



Slika 9-6 Shematski prikaz nastajanja kolapsnih breča u evaporitima: brečiranje je uzrokovano brzom ranodijagenetskom cementacijom i litifikacijom površinskog dijela evaporitnog taloga (1) i njegovim pucanjem i drobljenjem pri kompakciji glavne mase gipsa ispod brzo litificiranog površinskog dijela evaporitnog sloja (2).

U debelim evaporitnim talozima kakvi, primjerice, nastaju progradacijom evaporitnih facijesa šelfnoga ruba, različit intenzitet ranodijagenetske kompakcije i djelomična cementacija gipsnih i anhidritnih taloga može uzrokovati stvaranje **evaporitnih kolapsnih breča** (sl. 9-6). Naime, talozi na plićem dijelu se brže i jače cementiraju i litificiraju od taloga u dubljim dijelovima taložnoga prostora, zbog čega dolazi do klizanja, miješanja i kolapsiranja različito litificiranih dijelova taloga, kao i intenzivnog deformiranja slojeva anhidrita i gipsa u obliku mikrobora.

Mikroboranje u gipsu i anhidritu ne mora, međutim, uvijek biti posljedica klizanja, nego može nastati i likvefakcijom, kao i procesima hidratacije i dehidratacije (**enterolitno boranje**).

Premda većina anhidrita u *sabkha*-uvjetima nastaje izravno, dio anhidrita u *sabkha*-ciklusima može potjecati i od dehidratacije gipsa koji je nastao na *intertidalu* ili tijekom početnoga stadija isušivanja *sabkhe*. Takav je anhidrit onda pseudomorfoza po gipsu i često je zadržao lijepo očuvane konture kristala gipsa.

Dehidratacija gipsa u anhidrit reverzibilni je proces koji možemo prikazati sljedećom reakcijom:

$$CaSO_4 \cdot 2H_2O \underset{\text{promjena temperature i saliniteta}}{\longleftrightarrow} CaSO_4 + 2H_2O$$

Dehidratacija gipsa nastaje porastom saliniteta i temperature (Jewett et al., 1993), a **hidratacija anhidrita** smanjenjem saliniteta i temperature (McDonald, 1953). Anhidrit može nastati na površini zemlje u aridnim hiperslanim, a gips u hladnijim, manje slanim okolišima. Ako gips dođe pod utjecaj hiperslanih fluida njegova konverzija u anhidrit zbiva se već na temperaturama od 25-45 °C i dubinama prekrivanja od svega 1-2 m (Jewett et al., 1993). Međutim, gips pod utjecajem pornih voda normalnoga saliniteta ili meteorskih voda dehidratacijom prelazi u anhidrit i porastom dubine prekrivanja kod koje se temperatura podigne na približno 50-60 °C, tj. od oko 20 °C na površini Zemlje za oko 30-40 °C, što se kod prosječnog saliniteta pornih fluida i geotermičkog stupnja zbiva pod površinom Zemlje na dubinama prekrivanja od približno 1.000 m. Pri tome se obično u novonastalom nodularnom anhidritu očuvaju relikti kristala gipsa (Rosen & Warren, 1990; El Tabakh et al., 1998). Prema tomu, nodularni anhidrit može, osim u *sabkha* uvjetima, nastati i pri hidrataciji gipsa na malim dubinama prekrivanja. U početnoj fazi sinsedimentacijske anhidritizacije, odnosno hidratacije gipsnih naslaga nastalih u hidrološki otvorenim evaporitnim bazenima, može se stvarati i polihalit (Peryt et al., 1998).

Pliće od 1.000 m, a posebice na površini Zemlje, pod djelovanjem pornih voda normalnoga saliniteta, a osobito meteorskih voda, anhidrit se hidratizira u gips (Murray, 1964).

Pri konverziji gipsa u anhidrit oslobađa se značajna količina vode koja za sobom povlači druge dijagenetske procese na većim dubinama prekrivanja, posebice otapanje, cementaciju ili dolomitizaciju (Kendall, 1984), kako je to podrobnije prikazano u poglavlju 5.8.

Hidratacija anhidrita u gips obično započinje duž pukotina kalavosti anhidritnih kristala i po tektonski razdrobljenim i raspucanim zonama u obliku žilica mikrokristalastih i makrokristalastih agregata gipsa ili gipsnih vlaknastih nakupina.

Pri većem stupnju hidratacije anhidrita u gips veći kristali novonastalog gipsa pojkilotipno uklapaju relikte anhidrita ili pak gips mrežasto okružuje i centripetalno potiskuje anhidritne kristale. Takvim interkristalnim mrežnim potiskivanjem anhidrita gipsom nastaje struktura slična onoj kod serpentinizacije olivina u ultrabazičnim magmatskim stijenama. Pri manje-više potpunoj hidrataciji anhidrita nastaje homogeni, vlaknasti (fibrozni) gips koji mjestimice sadrži rijetke nagrižene ostatke anhidrita. Hidratacija anhidrita u gips uvjetovana je smanjenjem temperature i saliniteta pornih voda sadržanih u evaporitima, osobito kad na anhidrite duže vrijeme djeluju slatke oborinske vode na površini ili blizu površine Zemlje. Taj je proces posebno intenzivan u tektonski raspucanim i razdrobljenim anhidritima, kao što je to primjerice slučaj kod evaporita gornjeg perma okolice Sinja i Knina (Tišljar, 1992).

Procesi hidratacije anhidrita u gips i dehidratacije gipsa u anhidrit mogu se u istim stijenama višestruko ponavljati. Pri tome proslojci anhidrita i gipsa te tanke lamine ranodijagenetskog dolomita, glinovite i organske tvari, tvore raskinute ili plisirane lamine, gnijezda i svinute trake. To je tzv. **enterolitno boranje** (*enterolithic folds* - Bosellini & Hardi, 1973) slično tektonskim boranjima, koje se često pogrešno tumači tektonikom. Međutim, premda po obliku slično tektonskim deformacijama, ono je posljedica rekristalizacijskih i kemijskih promjena volumena Ca-sulfata zbog stezanja i rastezanja pri hidrataciji i dehidrataciji, tj. reverzibilnih prijelaza anhidrita u gips i obrnuto.

Hidratacijom anhidrita u gips povećava se volumen evaporitne stijene za približno 38 %, što je, naravno, praćeno snažnim naprezanjima i dijapirizmom, tj. utiskivanjem gipsa u okolne stijene, obično u krovinu evaporita. Pri procesu enterolitnog boranja, zbog bitne razlike u stupnju plastičnosti gipsa i proslojaka ili lamina dolomita koje sadrže *sabkha*-anhidriti, nerijetko dolazi do pucanja ili potpuna razaranja debljih dolomitnih lamina. Na taj način, uz stvarna tektonska drobljenja, nastaju **dolomitno-gipsne breče** sastavljene od fragmenata dolomita i gipsnog veziva ili matriksa. Udio dolomita u *sabkha*-anhidritima u pravilu je znatno manji od prvotnoga udjela, jer je dolomit potisnut procesima ranodijagenetske anhidritizacije već u *sabkhi*, a također i pri hidratacijskim i dehidratacijskim procesima, enterolitnim boranjima te, osobito, dijapirizmu. Naime, kod dijapirizma se kreće uglavnom plastični gips, a dolomit ostaje i osiromašuje se gipsom. To je objašnjenje zašto su *sabkha*-evaporiti gornjeg perma u području Sinja i Knina siromašni dolomitom.

III - OKOLIŠI TALOŽENJA I FACIJESI KARBONATNIH I EVAPORITNIH SEDIMENATA

10. Temeljne značajke okoliša taloženja i facijesa

Okoliš taloženja ili **sredina taloženja** (*sedimentary environment*) je "*dio Zemljine površine, jezerskog ili morskog dna u kojem se zbiva taloženje sedimenata, pri čemu se taj dio od susjednog dijela razlikuje po fizikalnim, kemijskim i biološkim značajkama*" (Selley, 1970).

Fizikalne značajke okoliša taloženja određene su s četiri glavna, obično međusobno uzročno-posljedično povezana čimbenika: tektonikom, promjenljivošću morske razine, reljefom i klimom. Tektonski pokreti imaju ključnu ulogu u tvorbi reljefa i morfologije taložnoga prostora, kao i u globalnim i relativnim oscilacijama morske razine i subsidenciji dna bazena, kako je to pobliže objašnjeno u poglavlju 2.3. Reljef i morfologija taložnoga prostora i njegovoga zaleđa određuju dubinu vode, jačinu i utjecaj morskih valova i plimnih struja, te vrstu, količinu i distribuciju detritusa koji je donošen iz drugih dijelova taložnoga prostora ili s kopna. Klima ima, također, presudnu ulogu pri taloženju karbonata i evaporita, jer su njome određene temperatura, zagrijavanje i isparavanje vode, izmjena sušnih i kišnih razdoblja, snaga, brzina i učestalost vjetrova i olujnih valova, prozirnost vode i dr., kako je to detaljnije prikazano u poglavljima 2.3 i 9.1.

Fizikalne značajke mogu biti vrlo različite već i na manjim udaljenostima u istome sedimentacijskom prostoru, osobito u pogledu energije vode, smjera i snage struja, jer se, primjerice, brzina i snaga morskih struja i valova mogu bitno razlikovati na prednjoj strani grebena (predgrebenu) i na njegovoj stražnjoj strani (zagrebenu), pa su to i dva posebna okoliša. Međutim, i u istome okolišu promjenljivi fizikalni parametri mogu uzrokovati taloženje potpuno različitih sedimenata, kako je to, primjerice, slučaj u potplimnom okolišu i obalnom licu (*shoreface*) iznad osnovice valova lijepa vremena, kao i u prijelaznoj obalnoj zoni (*offshore-transition zone*), tj. ispod osnovice valova lijepa vremena pa sve do osnovice valova olujna vremena. U tim okolišima postoji bitna razlika u energiji vode i tipu sedimenata taloženih za lijepa i za olujna vremena (vidi odjeljke 13.2.4, 13.4.2 i 13.4.3).

Kemijske značajke okoliša taloženja uključuju sastav i pH vode u riječnim, jezerskim i marinskim okolišima, kao i geokemijske značajke stijena u sljevnom području kopnenih okoliša sedimentacije. Kod marinskih okoliša posebno su važni sljedeći kemijski parametri: salinitet, pH i stupanj zasićenosti morske vode u odnosu na petrogene minerale kao što su kalcit, aragonit i dolomit (vidi poglavlje 2). Kemijski parametri, primjerice salinitet, ionska koncentracija, pH, oksidacijsko-redukcijski potencijal, od okoliša do okoliša mogu varirati u vrlo širokim granicama.

Biološke značajke okoliša taloženja uključuju cjelokupnu floru i faunu koja ima vrlo veliko značenje kod procesa sedimentacije, posebice u vezi s akumulacijom skeleta, rastom organogenih grebena, izlučivanjem karbonata zbog fotosintetskih procesa biljaka i bioerozijom (vidi poglavlja 2.2 i 2.3). Među biološkim parametrima okoliša

taloženja osobito su važne kvantitativne i kvalitativne razlike u razvoju organizama, produkciji organske tvari, kao i ekološkim uvjetima potrebnim za optimalni, povoljni, nepovoljni ili potpuno nemogući život pojedinih organizama. Pritom je vrlo važna sklonost različitih organizama da u određenim uvjetima svoje skelete i ljušture izgrađuju od istih ili različitih minerala (vidi poglavlje 3.8).

Znanstvena i stručna istraživanja uvjeta i okoliša taloženja najkompleksniji su i najvažniji zadatak istraživača koji se bave proučavanjem i istraživanjem sedimentnih stijena. Vrlo važni podaci za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja dobivaju se istraživanjem teksturnih, strukturnih i litoloških značajka, ritmičnosti i cikličnosti, sadržaja fosilne flore i faune, mineralnog sastava i dijagenetskih značajki sedimentnih stijena i oblika sedimentnih tijela. Brojnost čimbenika koji istodobno djeluju unutar nekog sedimentacijskog okoliša i njihova međusobna isprepletenost od okoliša do okoliša razlog su kompleksnosti takvih istraživanja. To je uzrokovalo i znatne poteškoće pri sistematizaciji i klasifikaciji okoliša taloženja koji su postojali u geološkoj prošlosti ili koji danas postoje na Zemljinoj površini i u njezinoj hidrosferi.

10.1. Podjela okoliša taloženja

Uobičajena i najjednostavnija podjela okoliša taloženja temeljena je na odnosu okoliša taloženja prema razini mora, pa se tako razlikuju tri temeljne skupine okoliša: kontinentalni, prijelazni i marinski:

- **Kontinentalni okoliši taloženja** obuhvaćaju sve terestičke i akvatičke okoliše na kopnu (tablica 10-1) u kojima nema nikakva utjecaja morske vode, pa čak ni pri visokim plimama i olujnim valovima.
- **Marinski okoliši taloženja** se nalaze ispod najniže razine oseke i uvijek su podvrgnuti submarinskim uvjetima, tj. pod utjecajem su mora.
- **Prijelazni okoliši taloženja** obuhvaćaju okoliše između kontinentalnih uvjeta s jedne, i marinskih s druge strane (tablica 10-1).

U suvremenoj sedimentološkoj i geološkoj literaturi nalazimo mnoge klasifikacije okoliša taloženja s brojnim varijacijama unutar glavnih skupina i podskupina okoliša, a sve su one uglavnom izvedene iz osnovne klasifikacije prikazane u tablici 10-1.

Princip oceanografske klasifikacije marinskih okoliša sedimentacije prikazuje tablica 10-2 (prema Hedgpeth, 1957, i Riedel, 1963).

10.2. Odnos okoliša taloženja i facijesa

Pri iscrpnim istraživanjima sedimentnih stijena, osim okoliša taloženja, često se opisuju i izdvajaju "facijes", "biofacijes", "litofacijes" i "mikrofacijes".

Sedimentni facijes (*sedimentary facies*) definiran je kao "*svaki prostorno omeđeni dio određene stratigrafske jedinice koji pokazuje znatne razlike od drugih dijelova te iste jedinice*" (Moore, 1949) "*u sljedećih pet parametara: vizualnoj geometriji, litologiji, paleontologiji, sedimentnim teksturama i značajkama paleostruja*" (Selley, 1970). Dakle, ova je definicija kombinacija prvobitne Mooreove (1949) definicije i nadopune koju je dao Selley (1970).

Neki autori nešto drukčije definiraju facijes, kao npr. Reading (1978, 1986): "*Facijes je sedimentno tijelo sa specifičnim značajkama koje može biti definirano na temelju podataka dobivenih na izdancima stijena ili podataka iz bušotina s obzirom na boju, slojevitost, sastav, teksturu, strukturu i sadržaj fosila.*"

Biofacijes *je uže definirani facijes u kojemu su srž razmatranja i temeljni kriterij izdvajanja sadržaj fosilne flore i faune.*

KONTINENTALNI OKOLIŠI	TERESTIČKI	PUSTINJSKI OKOLIŠI GLACIJALNI OKOLIŠI ŠPILJSKI (SPELEOTEMSKI) OKOLIŠI
	AKVATIČKI	RIJEČNI (FLUVIJALNI) OKOLIŠI MOČVARNI OKOLIŠI JEZERSKI OKOLIŠI DELTE
PRIJELAZNI OKOLIŠI		ESTUARIJI LAGUNE PLIMNE ZONE (*intertidal, supratidal*)
MARINSKI ili MORSKI OKOLIŠI		PRIOBALNI OKOLIŠI GREBENSKI OKOLIŠI NERITIČKI OKOLIŠI (dubina <200 m) DUBOKOMORSKE LEPEZE PELAGIČNI OKOLIŠI BATIJAL (dubina 200-2.000 m) ABISAL (dubina >2.000 m) HADAL (dubina >5.000 m)

Tablica 10-1 Primjer klasičnog tipa klasifikacije okoliša taloženja (prema Selley, 1988).

Litofacijes *je facijes shvaćen u užemu smislu u kojemu su bît i najvažniji kriterij izdvajanja temeljeni na litološkim, sedimentacijskim, fizikalnim i kemijskim značajkama stijena.*

Mikrofacijes *je facijes definiran na osnovi svih paleontoloških i sedimentoloških kriterija koji se mogu dobiti istraživanjem stijena na mikroskopskim izbruscima, folijama i poliranim pločicama.*

Iz svih ovih definicija izlazi da "okoliš sedimentacije" i "facijes", a posebice "litofacijes" i "biofacijes" nisu sinonimi. Razlike između "okoliša sedimentacije", "facijesa", "litofacijesa" i "biofacijesa" najbolje su vidljive iz ovih nekoliko primjera: u priobalnom plitkomorskom okolišu taloženja mogu se izdvojiti različiti facijesi, litofacijesi i biofacijesi, kao npr. "facijes progradacijskih klastičnih sedimenata", "litofacijes kososlojevitih pješčenjaka", ili "litofacijes ili biofacijes biohermalnih vapnenaca", "litofacijes prigrebenskih kokinskih vapnenaca", "biofacijes klipeinskih vapnenaca" ili "biofacijes ostrakodnih lapora".

Slično tomu u dubokomorskom okolišu mogu postojati: "facijes pelagičnih sedimenata", "facijes debrita", "facijes alodapskih vapnenaca", "turbiditni facijes", "litofacijes lapora i siltita", "globigerinski biofacijes" i sl.

	RIEDEL (1963)	ENGLESKI NAZIVI	NJEMAČKI NAZIVI	HRVATSKI NAZIVI
ZONA DO KOJE DOPIRE MORSKA VODA (prskanje i visoki valovi)	SUPRALITTORAL	**SUPRATIDAL**	SPRITZWASSER-BEREICH	NATPLIMNA ZONA (*supratidal*)
NAJVIŠA RAZINA PLIME	EULITTORAL	**INTERTIDAL**	GLEICHZEITEN-BEREICH	PLIMNA ZONA (*intertidal*)
NAJNIŽA RAZINA OSEKE	SUBLITTORAL	**SUBTIDAL**	UNTERWASSER-BEREICH	POTPLIMNA ZONA (*subtidal*)
DONJA GRANICA FOTIČKE ZONE (oko 100-200 m)	BATHYAL	BATHYAL	BATIJAL	
DUBINA oko 4.000 m (1.500-5.000 m)	ABYSSAL	ABYSSAL	ABISAL	
DUBINA >5.000 m	HADAL	HADAL	HADAL	

Tablica 10-2 Osnovni princip oceanografske klasifikacije marinskih okoliša sedimentacije. Masno otisnuti engleski nazivi uobičajeno se koriste u svjetskoj i našoj literaturi u izvornom obliku bez prevođenja na materinski jezik.

11. Karbonatne platforme

11.1. Definicija i podjela karbonatnih platforma

Pretežiti dio karbonatnih sedimenata nastao je ili nastaje u okolišima i uvjetima plitkovodne, isključivo karbonatne sedimentacije, tj. na karbonatnim platformama. Pod **karbonatnom platformom** *podrazumijeva se prostrano područje na kojem su dugotrajno održavani uvjeti i okoliši taloženja plitkomorskih karbonatnih sedimenata, što je rezultiralo nastankom velikih debljina takvih stijena.*

Na karbonatnoj se platformi, dakle, tijekom jednog ili više geoloških razdoblja održavaju plitkomorski uvjeti s taloženjem više stotina ili tisuća metara debelih naslaga plitkomorskih karbonata. Takav je, primjerice, bio slučaj na Jadranskoj karbonatnoj platformi od srednjega trijasa do paleogena s prosječnom debljinom karbonatnih stijena većom od 5.000 m.

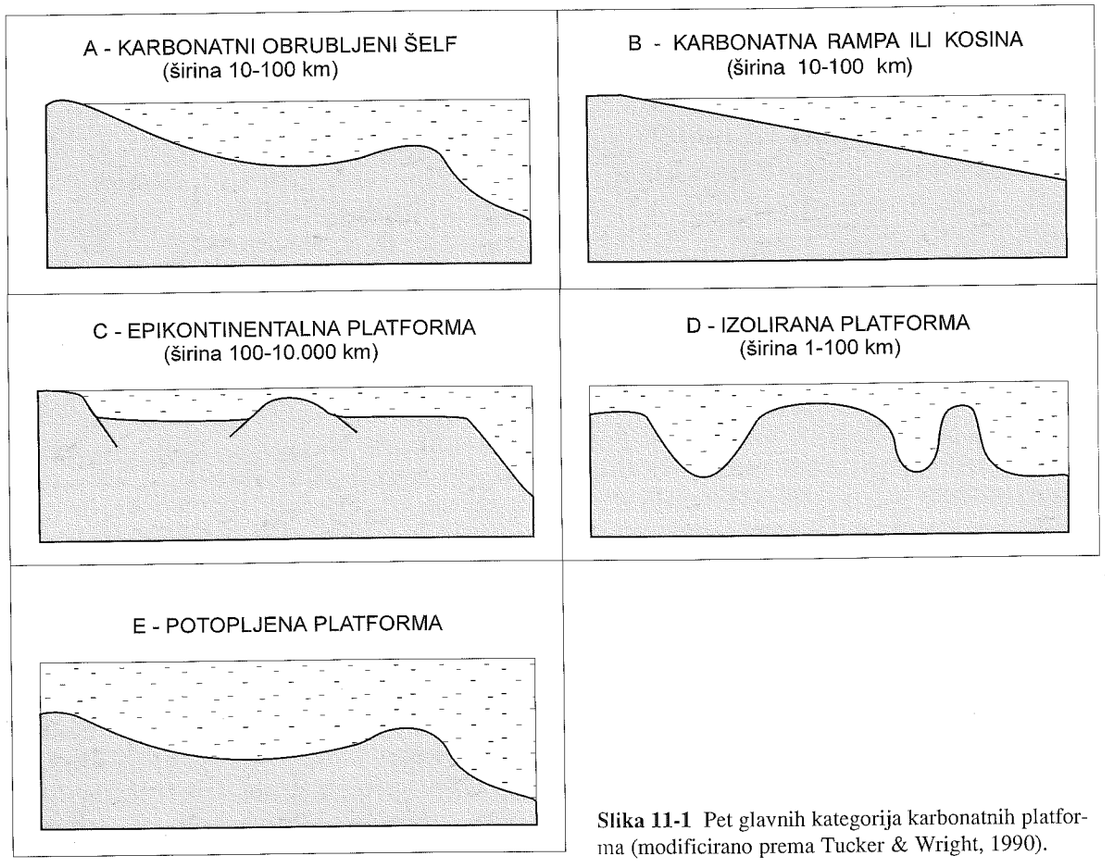
Karbonatne se platforme razvijaju u vrlo različitim geotektonskim okvirima: na pasivnim kontinentalnim rubovima, u intrakratonskim bazenima bez riftova, bazenima iza otočnih lukova i bazenima ispred kontinentalnih ploča. S obzirom na geotektonske značajke razlikuje se pet vrsta karbonatnih platforma: obrubljeni karbonatni šelf, karbonatna kosina ili rampa, epikontinentalna ili epirička platforma, izolirana platforma i potopljena platforma (sl. 11-1).

Obrubljeni karbonatni šelf (*rimmed shelf*) plitkomorska je karbonatna platforma s morfološki jasno izraženim rubom pri vrhu padine. Duž ruba takvoga šelfa izloženog snažnoj djelatnosti visokih plimnih struja i valova postoji gotovo kontinuirani obrub izgrađen od karbonatnih pješčanih prudova nastalih naplavljivanjem bioklasta i/ili ooida ili od organogenih barijernih grebena (sl. 11-1A). Obrubljeni šelf obično se razvija na karbonatnoj kosini ili rampi u uvjetima polaganoga relativnog porasta ili stagniranja morske razine (sl. 11-2A) zbog spore subsidencije i brze akumulacije detritusa ili rasta organogenih grebena (Moore, 1989).

Karbonatne sedimente taložene u uvjetima i okolišima koji, zbog sinsedimentacijske tektonike unutar dijelova karbonatne platforme, odgovaraju postojanju obrubljenog karbonatnog šelfa nalazimo u malmu zapadne Istre i Gorskoga kotara (Tišljar & Velić, 1993; Velić et al., 1994).

Karbonatna kosina ili **rampa** (*carbonate ramp*) vrlo je blago, ponegdje i samo oko 1°, nagnuta površina koja se proteže od priobalnih okoliša s dominacijom utjecaja valova, preko priobalnih plićaka do dubljevodnih okoliša bez barijernih grebena, ali mjestimice s **muljnim humcima** (*mud mounds*) i manjim **tornjastim grebenima** (*pinnacle reefs*). Po svojim geomorfološkim značajkama slična je otvorenom šelfu sa siliciklastičnom sedimentacijom (sl. 11-1B). Karbonatna se rampa dugotrajno održava pri stalnom relativnom dizanju morske razine, tj. tamo gdje dizanje morske razine nadmašuje učinak taložnih procesa, dakle kad obroci nataloženog materijala ne sustižu obroke subsidencije ili dizanja morske razine. Ponegdje se ona može razviti i iz obrubljenog karbonatnog šelfa (sl. 11-2B).

Mjestimično postojanje taložnoga sustava s odlikama karbonatne rampe zbog sinsedimentacijske tektonike na dijelovima Jadranske karbonatne platforme, s dobrim primjerima taloženja pojedinih facijesa, nalazimo u malmu Gorskoga kotara (Tišljar & Velić, 1993; Velić et al., 1994) i gornjem albu, donjem i srednjem cenomanu sjeverne i južne Istre (Vlahović et al., 1994; Tišljar et al., 1995, 1998).

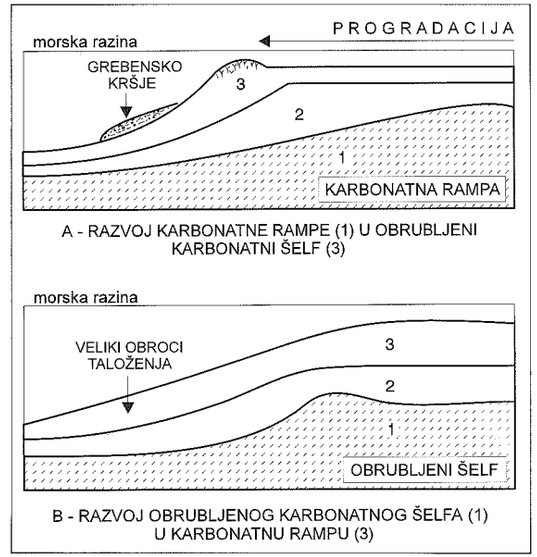


Slika 11-1 Pet glavnih kategorija karbonatnih platforma (modificirano prema Tucker & Wright, 1990).

Epikontinentalna platforma (*epeiric platform*) vrlo je prostrana, od 100 do 10.000 km široka, površina kratonskoga područja preplavljena plitkim morem. Prema oceanu je ograničena rubom koji ima ili blagu, rampi sličnu, ili strmu šelfnu padinu (sl. 11-1C). Rub joj je obično obilježen barijernim grebenima ili plićacima s barijerama koje se sastoje od vapnenačkih pijesaka. Na epikontinentalnim platformama prevladavaju periplimni okoliši na relaciji plitka potplimna zona (*shallow subtidal*) - plimna zona (*intertidal*) - plimna ravnica (*tidal flat*) - natplimna zona (*supratidal*), uglavnom s niskom energijom vode i ciklusima oplićavanja naviše (*shallowing-upward cycles*).

Izolirana karbonatna platforma plitkovodna je platforma koja sa strmim stranama strši iz okolnog dubokog mora (sl. 11-1D). Recentni je primjer takve izolirane platforme bahamska platforma.

Potopljena platforma (*drowned platform*) je rampa, obrubljeni šelf, izolirana ili epikontinentalna platforma koja je pri većem relativnom porastu morske razine dospjela na veću dubinu pa se na njoj na plitkomorskim karbonatnim sedimentima kontinuirano nastavlja taloženje dubljemorskih karbonatnih sedimenata (sl. 11-1E). Neke platforme nakon potapanja mogu trajno ostati u dubljemorskim uvjetima (kao primjer može poslužiti potapanje plitkovodnoga Trento platoa i početak taloženja "*Ammonitico Rosso*" naslaga u starijem dogeru sjeverne Italije - Zempolich, 1993). Međutim, češći su primjeri gdje je potapanje bilo samo privremeno, pa su nakon dužeg ili kraćeg razdoblja na platformi ponovno uspostavljeni plitkomorski taložni sustavi. Dobar su primjer dviju epizoda potapanja dijelova Jadranske karbonatne platforme dubljevodni gornjocenomanski-donjoturonski i kampanski vapnenci taloženi u sedimentacijskom kontinuitetu na plitkomorskim cenomanskim, odnosno gornjosenonskim vapnencima (Gušić & Jelaska, 1990, 1993; Vlahović et al., 1994; Tišljar et al., 1995, 1998).



Slika 11-2 Shematski prikaz razvoja karbonatne rampe i karbonatnoga šelfa.

11.2. Facijesni pojasi i standardni mikrofacijesi karbonatnih sedimenata ("Wilsonovi standardni mikrofacijesi")

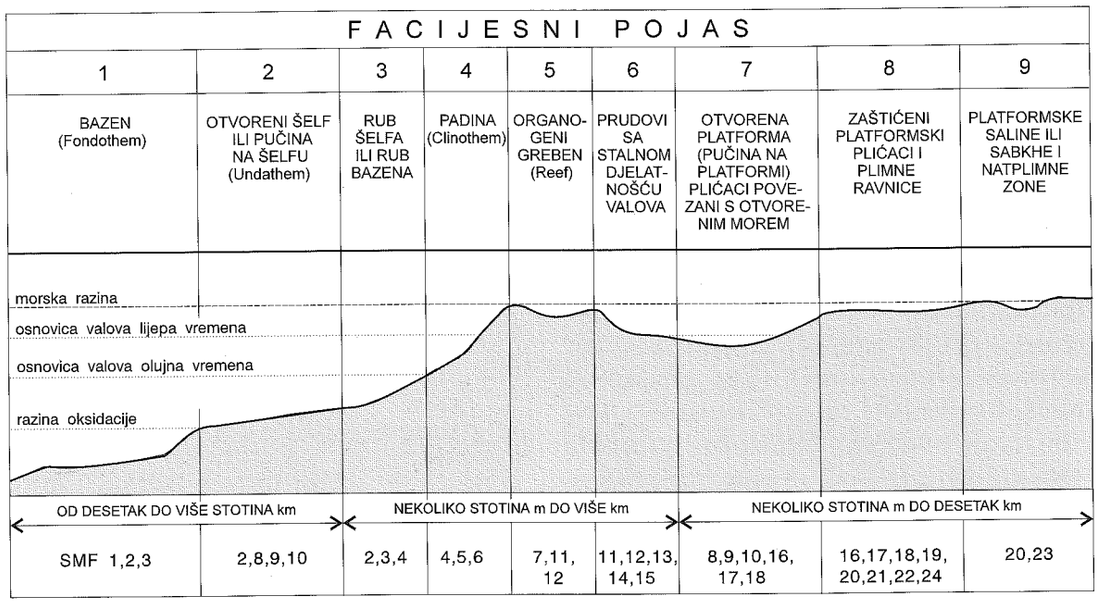
Na osnovi litoloških značajki, sastava, strukturnih i teksturnih značajki karbonatnih sedimenata te sadržaja fosilne flore i faune Wilson (1975) je izdvojio devet facijesnih pojasa i 24 "standardna mikrofacijesa". Pri primjeni tih facijesnih pojasa i standardnih mikrofacijesa moramo imati na umu činjenicu da su ti pojasi i mikrofacijesi prikazani kao idealizirani, opći model te da se mogu primjenjivati svaki posebno ili nekoliko njih zajedno, ali da se pri praktičnom istraživanju platformnih karbonata ne smije jednostavno preslikati cjelokupni Wilsonov model prikazan na sl. 11-3.

11.2.1. Wilsonovi facijesni pojasi

Wilson (1975) pri izdvajanju facijesnih pojasa nije primijenio neke fiksne apsolutne vrijednosti dubina mora u kojima se nalaze pojedini facijesi, već se koristio geomorfološkim i fizikalnim čimbenicima kao što su energija vode, granica oksidacijske zone, osnovica valova za olujna i lijepa vremena, razina plime i oseke i sl. Izdvojio je ove facijesne pojase (sl. 11-3):

1. Facijesni pojas: bazen, dubokomorski okoliš s karbonatnom sedimentacijom (sl. 11-3) odlikuje se taloženjem **karbonatnih turbidita** ili tzv. "**alodapskih vapnenaca**" (*allodapic limestones*) kao posljedica akumulacije karbonatnog detritusa koji je u bazen donešen turbiditnim strujama iz prigrebenskoga područja ili s ruba karbonatne platforme (vidi poglavlje 14).

Osim karbonatnih turbidita tu se talože i sitnozrnasti glinoviti i prahoviti, kao i silicijski (radiolarijski, dijatomejski) sedimenti. S obzirom na to da se dno nalazi ispod razine oksidacijske zone i ispod osnovice valova olujna vremena, tu prevladavaju **euksinski uvjeti**, pa su sedimenti obično tamnosivi ili potpuno crni. Uz turbiditne značajke karbonatnih turbidita ili alodapskih vapnenaca, ostali tipovi taloga odlikuju se vrlo tankom horizontalnom laminacijom i ritmičkom slojevitošću



Slika 11-3 Shematski prikaz rasporeda Wilsonovih karbonatnih facijesnih pojasa i standardnih mikrofacijesa SMF prikazanih u tablici 11-1 (modificirano prema Wilson, 1975, i Flügel, 1982).

malih debljina slojeva i ritmova, kao i uloščima vapnenaca unutar šejlova. Fosili pripadaju isključivo planktonu i nektonu: planktonskim algama (*Coccolithophoridae*, *Globochaete*, *Calcisphaerae*), planktonskim foraminiferama, kalpionelidama, radiolarijama i dijatomejama. U donjim intervalima turbiditnih sekvencija nalaze se i bioklasti školjkaša, krinoida, amonita, spužava kremenjašica te skeleti planktonskih i epiplanktonskih organizama.

2. Facijesni pojas: otvoreni šelf s dubinom vode od više stotina metara nalazi se iznad razine oksidacijske zone, a u cijelosti ili pretežitim dijelom ispod osnovice valova olujna vremena (sl. 11-3). Odlikuje se dobrom oksidacijom, normalnim salinitetom, dobrom cirkulacijom i aeracijom vode. Budući da se u tom facijesu ne osjeća jači utjecaj djelatnosti valova na prijenos i taloženje materijala, sedimenti imaju jednolični sastav na velikim prostranstvima. Tu se talože fosiliferni vapnenci (bioklastični vekstoni, kalcisiltiti) s jasno izdvojenim proslojcima lapora i valovito-nodularnom slojevitošću. U glinovitim se vapnencima često nalaze loptaste strukture i strukture tečenja *(ball and flow structures)*. U tom facijesu česta je **bioturbacija**, a na slojnim površinama koncentracija ispranih fosila u obliku *lag*-sedimenta. Vapnenci sadrže vrlo različitu faunu školjkaša, kao i infaunu i epifaunu. Za razliku od 7. facijesnog pojasa, koji ima slične litološke i strukturne značajke, u ovome su facijesu, zbog normalnih marinskih uvjeta, mnogo češći brahiopodi, koralji, cefalopodi i bodljikaši.

3. Facijesni pojas: duboki rub šelfa ili rub bazena nalazi se na podnožju padine karbonatnog šelfa (sl. 11-3) i odlikuje se taloženjem vapnenaca koji su sastavljeni od pelagičnih organizama i sitnog biodetritusa koji je donošen s obližnjega plitkog karbonatnog šelfa ili karbonatne platforme. Facijes općenito nastaje ispod osnovice valova olujna vremena i tek nešto iznad donje razine oksidacijske zone pa sve do dubine 200-300 m. U facijesnom pojasu dubokog ruba šelfa ili ruba bazena uglavnom se talože madstoni i vekstoni s pojedinačnim proslojcima kalcisiltita, vapnenačkih mikrobreča ili krupnozrnastih bioklastično-intraklastičnih pekstona. To su masivni, često i debeloslojeviti, litološki jednolični sedimenti bez laminacije, koji mjestimice mogu sadržavati rožnjake, velike slampove ili megaslampove (*mega-slump*), slampne breče (*slump breccia*) i pojedinačne olistolite. Pojedini laminirani slojevi madstona, koji slijede na mikrograduiranim litoklastima i bioklastima, pripadaju alodapskim vapnencima ili karbonatnim turbiditima (vidi odjeljak 14.2.2.2). Fosilna flora i fauna zastupljena je pretaloženim bioklastima plitkomorskih organizama donešenih sa šelfnih ili platformnih plićaka ili grebena te ljušturicama planktonskih organizama.

4. Facijesni pojas: padina karbonatne platforme obično je smješten iznad donje granice oksidacijske zone i proteže se u pliće područje, preko osnovice valova olujna vremena do osnovice valova lijepa vremena (sl. 11-3). Taloženje se zbiva na nagnutoj kosini padine, nagib koje može biti i do 30°, tako da su sedimenti nestabilni, često klize i tvore slampove. Osim toga, na padini vladaju vrlo promjenljivi hidrodinamički i sedimentacijski uvjeti koji uzrokuju taloženje vapnenaca sastavljenih od komponenata različite veličine i strukturno-teksturnih odlika. To mogu biti izrazito slampirani - u megaslamp pretvoreni - slojevi sitnozrnastih vapnenaca, zatim bioklastični vekstoni/pekstoni, biokalkareniti ili kalkareniti nastali pretaložavanjem karbonatnog detritusa stvaranog razaranjem organogenih grebena ili prigrebenskog detritusa 5. facijesnog pojasa. Tu se mogu taložiti i vapnenačke breče sastavljene od vapnenačkog detritusa centimetarskih i metarskih dimenzija (vidi odjeljak 14.2.2).

Sedimenti facijesa karbonatne padine često sadrže velike blokove - **olistolite** - plitkomorskih ili grebenskih vapnenaca ("egzotični blokovi"), koji prekidaju kontinuitet slojeva vapnenaca u kojima se pojavljuju. Fosilna je zajednica u vapnencima facijesa padine karbonatne platforme alohtona, uglavnom pretaložena s organogenih grebena, t.j. zastupljena bioklastima grebenotvornih organizama (5. facijesni pojas). Rjeđe se pojavljuju i različiti inkrustirajući organizmi.

5. Facijesni pojas: organogeni greben ili rub platforme (sl. 11-3) odlikuje se masivnim organogenim, biohermalnim ili biostromalnim grebenskim vapnencima i dolomitiziranim vapnencima. Bioherme i/ili biostrome se sastoje od skeletne rešetke i interskeletnih prostora ispunjenih sitnim kršjem skeleta grebenotvornih organizama, često s geopetalnom strukturom i "poroznošću efekta kišobrana" (*umbrella effects = shelter porosity*). Izrazito prevladava zajednica grebenotvornih organizama koji su ekološki prilagođeni obitavanju u vodi visoke energije (vidi poglavlje 13.5).

6. Facijesni pojas: rub platforme s vapnenačkim pješčanim prudovima pod stalnom djelatnošću valova (sl. 11-3) obilježen je plićacima s **karbonatnim pješčanim plažama** i **plimnim prudovima** na kojima se akumuliraju velike količine karbonatnih pijesaka pod stalnim djelovanjem valova i plimnih struja, kao i nestalnim pješčanim otocima s eolskim pješčanim dinama. Ovaj facijesni pojas obuhvaća morske plićake s dubinom vode od najviše 5-10 m pa do iznad srednje razine plime (sl. 11-3 i poglavlje 13.4). Tu se talože dobrosortirani kalkareniti i biokalkareniti do biokalkruditi, odnosno ooidni, kortoidni, bioklastični i skeletni grejnstoni do radstoni s kosom slojevitošću velikih dimenzija. Za njih je karakteristična visoka koncentracija naplavljenih i abradiranih ljuštura i skeleta iz 5. i 4. facijesnog pojasa. Rjeđe se nalaze i autohtoni, ekološki visokoj energiji i pokretnim pijescima prilagođeni taksoni kao što su gastropodi, bentosne foraminifere, te dasikladaceje.

7. Facijesni pojas: otvorena platforma s lagunama, zaljevima i plićacima s jakom cirkulacijom vode i stalnom komunikacijom s otvorenim morem ima plitkomorske značajke s dubinom vode od nekoliko do najviše 10-ak metara (sl. 11-3 i poglavlje 13.3). Salinitet je uglavnom normalan, ali ponegdje može varirati i do vrlo visokog. Tu se talože različiti tipovi vapnenaca: ooidni grejnstoni, bioklastični grejnstoni/pekstoni i vekstoni te madstoni, kokine i kokiniti. Fosilna je zajednica vrlo različita: moluske, artropodi, vapnenačke spužve, bentosne foraminifere i zelene alge. Česti su muljni humci (*mud mounds*) nastali hvatanjem i stabilizacijom taloga na morske trave, a uobičajeni su i manji krpasti grebeni (*patch reefs*). Karakteristična je strukturna inverzija s akumulacijom biodetritusa koji potječe iz drugih okoliša i facijesa.

8. Facijesni pojas: zaštićeni platformni plićaci i plimne ravnice uključuju najpliće potplimne (*subtidal*) i plimne okoliše (*intertidal*), plimne ravnice (*tidal flat*) i lagune s ograničenom cirkulacijom vode i visokim salinitetom (sl. 11-3, poglavlje 13.2 i odjeljak 13.3.1). Tu se talože velike količine karbonatnog mulja (madston, vekston) s peletima i algalnim stromatolitima, a u plimnim kanalima kososlojeviti grejnstoni i pekstoni. Fenestralna građa i stromatoliti osobito su česti na plimnim ravnicama. Fosilna zajednica može biti obilno zastupljena, ali ograničenog broja taksona. Uglavnom su to gastropodi, zelene alge, neke bentosne foraminifere i ostrakodi, ali fosili često mogu potpuno nedostajati.

9. Facijesni pojas: platformni evaporiti obuhvaćaju natplimne ili *supratidalne* i *sabkha*-okoliše, saline, slane močvare i bare na niskome obalnom području sa sporadičnim preplavljivanjem morskom vodom kod visokih plima i olujnih valova (sl. 11-3 i odjeljak 13.2.2). U aridnim klimatskim područjima evaporacijom nastaju ranodijagenetski dolomiti i evaporiti, a u umjerenim i humidnim klimatskim područjima ranodijagenetski dolomiti bez evaporita. Fosili uglavnom nedostaju, osim cijanobakterija i peleta račića koji žive u salinama.

11.2.2. Wilsonovi standardni mikrofacijesi

Unutar devet facijesnih pojasa Wilson je 1975. godine na osnovi sastava i strukturno-teksturnih značajka vapnenaca, sadržaja primarnih strukturnih sastojaka, prisutnosti fosilne flore i faune, dijagenetskih značajka i zajednice tipova sedimenata izdvojio 24 standardna mikrofacijesa čije su temeljne značajke prikazane u tablici 11-1.

Pri praktičnoj primjeni Wilsonovih facijesa i standardnih mikrofacijesa obično se nailazi na velike poteškoće pri razlikovanju vapnenaca taloženih u 2. facijesnom pojasu (otvoreni šelf) i 7. facijesnom pojasu (plićaci i lagune na unutarnjem dijelu platforme s otvorenom cirkulacijom), jer se isti ili vrlo slični tipovi standardnih mikrofacijesa pojavljuju u ova dva sedimentacijski vrlo različita facijesa. Ako se pri istraživanju pozornost ne obrati na mikrofacijese u podini i krovini obično dolazi do zamjene tih dvaju facijesa i time, naravno, do bitno drukčije interpretacije uvjeta i okoliša taloženja.

SMF	TIP STIJENE I TEKSTURNE ZNAČAJKE	OKOLIŠ TALOŽENJA (FACIJESNI POJAS)
1	**Spikulit.** Tamni glinoviti vekston, organskom tvari bogati spikulitni kalcisiltiti. Spikule obično orijentirane paralelno i potisnute kalcitom.	Bazen, dubokomorski okoliš s malim obrocima taloženja (FP-1)
2	**Mikrobioklastični kalcisiltit.** Sitni bioklasti i peloidi u vrlo sitnozrnastom grejnstonu ili pekstonu; riplovi malih dimenzija s kosom laminacijom.	Otvoreni šelf u blizini donjeg dijela padine, dublji rub šelfa (FP-1, FP-2)
3	**Pelagični madstoni i vekstoni.** Mikritni matriks sadrži razasute pelagične fosile (radiolarije, globigerinide) ili makrofaunu (krhotine tankoljušturnih školjkaša).	Isto kao pod 2. SMF (FP-1, FP-2)
4	**Mikrobreče ili bioklastično-litoklastični pekstoni.** Zaobljena zrna, česta gradacija. Zrna polimiktnog ili monomiktnog podrijetla: kvarc, rožnjaci i karbonatni detritus.	Odron na čelu padine, resedimentirani vapnenci (FP-3, FP-4)
5	**Grejnstoni/pekstoni** s bioklastima nanesenim s organogenog grebena. Geopetalne ispune i poroznost "efekta kišobrana" s usipavanim internim sedimentom.	Grebenska pličina - *reef flank* (FP-4)
6	**Grebenski radstoni** s velikim bioklastima ili razlomljenim dijelovima organogene skeletne rešetke biolitita; nema matriksa.	Predgrebenska padina - *fore-reef slope*; visokoenergijska zona (FP-4)
7	**Baundstoni** s *in situ* litificiranim sesilnim organizmima. Kao podtip: **frejmstoni, bajndstoni ili baflstoni.**	Organogeni greben, često na rubu platforme (FP-5)
8	**Vekstoni s cijelim organizmima** uloženim u mikrit, samo pojedinačni bioklasti, dobro očuvana infauna i epifauna.	Šelfna niskoenergijska laguna s otvorenom cirkulacijom ispod normalne osnovice valova (FP-2, FP-7)
9	**Bioklastični vekstoni** ili **bioklastični mikriti** - fragmenti skeleta različitih organizama, mikritizirani bioklasti, bioturbacija.	Plitka voda s otvorenom cirkulacijom iznad ili neposredno ispod osnovice valova (FP-7, FP-2)
10	**Pekstoni/vekstoni** s obavijenim i abradiranim bioklastima.	Strukturna inverzija: prevladavaju zrna koja potječu iz visokoenergijskih plićaka, koja su nakon spuštanja niz padinu taložena u mirnoj vodi (FP-7, FP-2)
11	**Grejnstoni** s obavijenim bioklastima i sparitnim cementom.	Pijesci na rubu platforme sa stalnom djelatnošću valova na osnovici ili iznad osnovice valova (FP-6)

(nastavak na sljedećoj stranici)

Tablica 11-1 Tipovi i temeljne značajke standardnih mikrofacijesa SMF (prema Wilson, 1975, i Flügel, 1982).

12	**Kokina, bioklastični pekston, grejnston ili radston** s koncentracijom školjkaša, krinoida i dasikladaceja	Obično na padini i rubu šelfa (FP-6)
13	**Onkoidni (biosparitni) grejnstoni.**	Vrlo plitka voda umjereno visoke energije (FP-6)
14	**Lag-vapnenci** - obavijena i abradirana zrna, mjestimice pomiješana s ooidima i peloidima, koja su pocrnila ili su obojena Fe-mineralima, alohtoni litoklasti, tanki slojevi.	Polagana akumulacija krupnozrnastog detritusa u zoni s jakim ispiranjem valovima (FP-6)
15	**Ooliti** s dobro sortiranim ooidima s tangencijalnom mikrostrukturom ovoja, promjera obično od 0,5 - 1,5 mm, česta kosa slojevitost.	Visokoenergijski ooidni plićaci, žali i plimni prudovi (FP-6)
16	**Peletni grejnstoni** s pretežito fekalnim peletima mjestimice pomiješanim s ostrakodima ili bentosnim foraminiferama.	Vrlo plitka voda sa samo umjerenom cirkulacijom (FP-7, FP-8)
17	**Pelsparit ili grejnston s agregiranim zrnima** (*grapestone*), aglutiniranim peloidima i pojedinačnim obavijenim zrnima.	Zaštićeni plićak s ograničenom cirkulacijom vode, plimne ravnice (FP-7, FP-8)
18	**Foraminiferski ili dasikladacejski grejnstoni** s koncentracijom skeleta bentosnih foraminifera i dasikladaceja.	Plimna ravnica i kanali laguna (FP-7, FP-8)
19	**Loferiti, laminirani madstoni/vekstoni** s prijelazom u fenestralne pelsparite, česta ostrakodno-peloidna zajednica, mjestimice bentosne foraminifere, puževi i zelene alge.	Izolirani zaljevi i slane bare (*ponds*) (FP-8)
20	**Algalni stromatoliti i stromatolitični madstoni**	Plimna zona ili intertidal (FP-9)
21	**Spongiostromatski madstoni** - algalne i mikrobakterijske konvolucije u mikritu.	Plimne bare (*tidal ponds*) (FP-8)
22	**Floutstoni/vekstoni, mikriti s krupnim onkoidima.**	Stajaća ili mirna voda na rubu priobalne bare (FP-8)
23	**Nelaminirani, nefosiliferni, čisti homogeni madstoni**, mjestimice s kristalima halita, gipsa i anhidrita.	Hiperslane plimne bare (FP-8, FP-9)
24	**Radstoni ili floutstoni** s krupnim litoklastima i bioklastima, klasti obično sadrže mikrit bez fosila, mjestimice imbrikacija klasta i kosa slojevitost, bez mikrita.	Lag-sedimenti u plimnim kanalima; "intraformacijske breče" (FP-8)

12. Ciklička sedimentacija, karbonatni ciklusi i sekvencije

12.1. Karbonatni ciklusi i parasekvencije

Pravilna ili **ritmička**, odnosno **ciklička slojevitost** takav je tip slojevitosti kod koje se po vertikali izmjenjuju petrološki, teksturno i strukturno različiti slojevi uz jednolično periodično ponavljanje takvih izmjena (sl. 12-1). Skupina slojeva jednog ciklusa ponavljanja naziva se **sekvencija**, **ciklus**, **parasekvencija**, **ciklotema**, **megaciklus** ili **megasekvencija**, već prema tomu kakvo je periodično ponavljanje s obzirom na dimenzije, vrijeme trajanja taloženja ili način postanka.

Ritmičnost i **cikličnost** se strogo ne razlikuju i često se ta dva termina koriste kao sinonimi s potpuno istim značenjem. Ipak, pojedini autori pod ritmom podrazumijevaju pravilnu izmjenu samo dvaju članova, tj. izmjene tipa AB - AB, a izmjene triju i više članova tipa ABC - ABC ili ABCD - ABCD nazivaju ciklusom. Katkad je pod terminom cikličnost obuhvaćena samo simetrična litološka izmjena tipa ABCDCBA (sl. 12-1B).

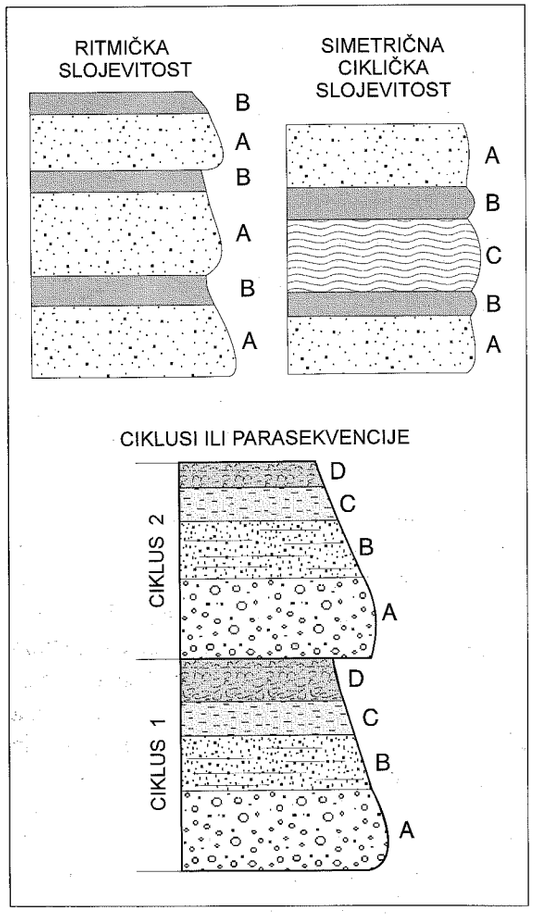
U novijoj sedimentološkoj literaturi pravilno ritmičko redanje triju ili više litološki, teksturno i genetski različitih slojeva (ABC - ABC) obično se naziva **ritmička** ili **ciklička slojevitost**, a jedna sekvencija ponavljanja **taložni ciklus** (*depositional cycle*) ili općenito **ciklička sekvencija** (*cyclic sequence*), odnosno samo **ciklus** (sl. 12-1 do 12-11) ili, ako su to ciklusi manjih, decimetarskih do metarskih dimenzija, **parasekvencija** (Vail et al., 1991; Tucker, 1993), o čemu se podrobnije govori u nastavku ovoga poglavlja.

S obzirom na način postanka razlikuju se dvije osnovne skupine cikličkih sekvencija ili ciklusa: autocikličke sekvencije i alocikličke sekvencije.

Autocikličke sekvencije prvenstveno su posljedica varijacija taložnih procesa koji su se zbivali unutar samog taložnog prostora (bazena). Postanak ciklusa oplićavanja i pokrupnjavanja naviše (sl. 12-2 do 12-11), tj. cikličkih vertikalnih izmjena taloga s litološkim i facijesnim značajkama oplićavanja na relaciji *subtidal - intertidal* ili *subtidal - intertidal* - vadozna zona i/ili *supratidal*, autocikličkim je procesima moguć samo u uvjetima prostranoga morfološki razvedenoga plitkomorskoga platformnoga prostora s izrazitom facijesnom raznolikošću. To omogućava istodobno postojanje potplimnih, plimnih i natplimnih zona, prudova i plimnih otoka, manjih ili većih plimnih ravnica koje se poput otoka s brojnim rukavcima i lagunama nalaze unutar platformnih plićaka (*tidal island model* - Pratt & James, 1986).

Primjeri autocikličkih sekvencija su također i tempestitne i turbiditne sekvencije (vidi odjeljke 13.4.4 i 14.2.2.2).

Alocikličke sekvencije nastaju kao posljedica varijacija vanjskih čimbenika koji reguliraju taloženje, tj. regionalnih ili globalnih čimbenika izvan sâmog taložnog prostora, kao što su globalna tektonika, klimatske promjene i globalne oscilacije morske razine (periodička dizanja i spuštanja razine svjetskih mora). Takvi procesi uzrokuju cikličke fenomene taloženja na velikom prostoru i širokom bočnom rasprostranjenju, odnosno takva se cikličnost manifestira u istom vremenskom razdoblju na velikim prostorima u više taložnih prostora, pa čak i na više kontinenata. Alocikličke sekvencije zbog toga imaju veliko značenje za regionalne korelacije općih promjena uvjeta taloženja. Fenomene taloženja izazvane globalnim dizanjem morske razine i potapanjem karbonatne platforme, primjerice, nalazimo unu-



Slika 12-1 Shematski prikaz ritmičke i cikličke slojevitosti i ciklusa ili parasekvencije.

tar gornjocenomansko/donjoturonskih vapnenaca Jadranske karbonatne platforme na mnogim lokalitetima, primjerice na otoku Braču, Dugom otoku, u dubokoj bušotini Kate-1 i južnoj Istri (Gušić & Jelaska, 1990, 1993; Fuček et al., 1991; Veseli et al., 1991; Vlahović et al., 1994; Tišljar et al., 1995, 1998).

Razlikovanje alocikličkih od autocikličkih sekvencija često puta je jako otežano ili potpuno nemoguće, posebice u slučajevima kad je ciklič-

nost uzrokovana regionalnom i lokalnom tektonikom unutar jednog sedimentacijskog prostora, a praćena je pretaložavanjem krupnozrnastih sedimenata (Einsele, 1992).

Pri terenskim istraživanjima i izdvajanjima ritmičnosti i cikličkih sekvencija potrebno je odrediti debljine pojedinih slojeva ili članova i debljinu svake pojedine cikličke sekvencije, jer to ima veliko značenje za sedimentološku i sekvencijalno-stratigrafsku interpretaciju (vidi poglavlja 12.2 i 12.3).

S obzirom na debljine pojedinih slojeva (članova) i debljine cikličkih sekvencija ili ciklusa razlikuju se:

- **laminacijski ciklusi** ili **ciklusi dimenzija varvi** (*varve-scale lamination*) milimetarsko-centimetarskih debljina (vidi poglavlje 15.2 i sl. 15-1)
- **ciklusi dimenzija slojeva** (*bed-scale cycles*) centimetarsko-metarskih debljina su ciklusi petoga reda čije je taloženje trajalo između 10 i 100 tisuća godina (vidi odjeljak 12.2.3). Po nomenklaturi Vaila et al. (1991) takvi se ciklusi nazivaju **parasekvencije** i obično predstavljaju glacijalno-eustatičke varijacije morske razine, odnosno tzv. **Milankovićeve cikluse** - periodičke cikluse otapanja polarnoga leda. Ti se ciklusi temelje na Milankovićevim astronomskim proračunima po kojima je tijekom pleistocena u umjerenim klimatskim područjima na sjevernim geografskim širinama do periodičkih zahlađenja s oledbama dolazilo zbog periodičkih promjena Zemljinih orbitalnih parametara u pravilnim vremenskim intervalima, tj. svakih deset do sto tisuća godina (Einsele, 1992).
- **ciklusi terenskih dimenzija** (*field-scale cycles*) uključuju cikluse trećega i četvrtoga reda, posebice cikluse oplićavanja naviše, s taloženjem u trajanju uglavnom od 100 tisuća do 10 milijuna godina. Ciklusi četvrtoga reda trajali su od 100 tisuća do milijun godina ili prosječno 100-500 tisuća godina, a trećega reda od 1-10 milijuna ili prema Einseleu (1992) 0,5-3 milijuna godina

(vidi odjeljak 12.2.3). To su ciklusi koji se najčešće opažaju na izdancima na terenu, a oni trećega reda i na seizmičkim snimkama, i obično imaju debljinu od nekoliko decimetara do nekoliko desetaka ili stotina metara. Cikluse iz kategorije dimenzija slojeva i terenskih dimenzija, tj. petoga do trećega reda najčešće nalazimo u našim jurskim i krednim periplimnim (*peritidalnim*) ciklički taloženim platformnim karbonatima (sl. 12-1C, 12-2 do 12-11).

- **megaciklusi ili megasekvencije**, poznati još i kao makrociklusi, makrosekvencije ili superciklusi (*macrocycles*, *macrosequences*, *macroscale sequences*, *supercycles*), pripadaju ciklusima drugoga i prvoga reda taloženim kroz jako dugo vrijeme reda veličine 10 do 100 i više milijuna godina, odnosno prosječno 3 do 50 (drugoga reda) i više od 50 milijuna godina za cikluse prvoga reda (vidi odjeljak 12.2.3). Zbog svojih velikih debljina (100 m do nekoliko kilometara) ne mogu se izravno opažati na terenu. Posljedica su dugotrajnih tektonskih procesa povezanih s ekstenzijom i termalnom kontrakcijom Zemljine kore, subdukcijama i širenjem oceanskih površina. Uobičajeni naziv za takve cikličke megasekvencije velike debljine, posebice kod karbonatnih platformnih sedimenata, jest **makrosekvencija** ili **makrociklus** (vidi odjeljak 12.2.4).

12.1.1. Karbonatni ciklusi ili parasekvencije oplićavanja naviše

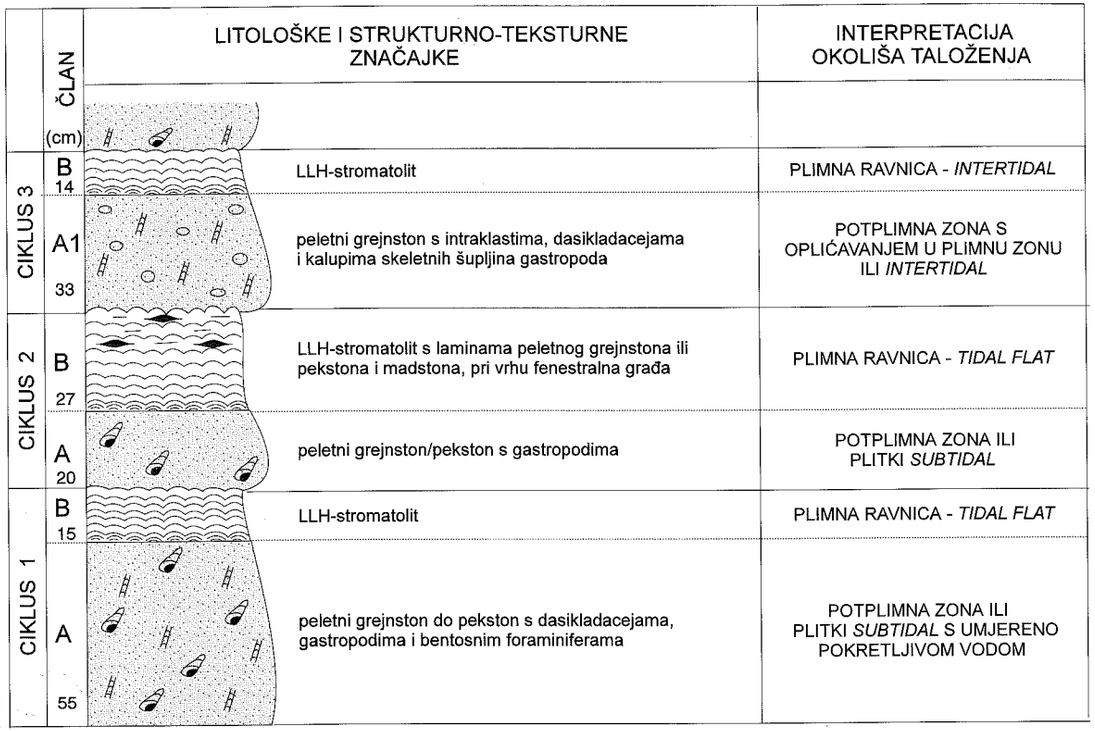
Na karbonatnim platformama tijekom normalnih sedimentacijskih procesa taloženje se stalno zbiva vrlo blizu morske razine, a ponekad i iznad nje. Posebice je to izraženo u najplićim dijelovima platformi, zbog relativnih promjena morske razine orbitalnim silama (vidi poglavlje 12.2), progradacijom plimnih ravnica (poglavlje 13.2.5), bočnom migracijom plimnih prudova, karbonatnih pješčanih tijela (poglavlje 13.4) i grebena (poglavlje 13.5) u smjeru mora, te vertikalnim porastom količine akumuliranih taloga u potplimnoj zoni. Svi ti procesi praktički uzrokuju opadanje dubine vode - oplićavanje - koje se manifestira opetovanim vertikalnim redanjem "ciklusa oplićavanja naviše" (*shallowing-upward cycles*). Prevladavajuću ulogu pritom imaju struje plime te povremeno valovi izazvani jakim vjetrovima i olujama (poglavlja 13.2 i 13.4).

Karbonatni ciklusi ili parasekvencije oplićavanja naviše odlikuju se vertikalnim redanjem slojeva - članova - koji su bili taloženi u sve plićim i plićim okolišima, tako da od osnovice prema vrhu ciklusa pokazuju jasnu tendenciju oplićavanja, odnosno promjenu od dubljih u sve pliće okoliše taloženja (sl. 12-2 do 12-12).

U karbonatnim sedimentima, posebice onima taloženim u plitkomorskom taložnom sustavu karbonatnih platformi, ciklusi ili parasekvencije oplićavanja naviše mogu imati različitu građu, sastav, debljine i strukturno-teksturne značajke pojedinih članova. Takva različitost građe ciklusa posljedica je velikih varijacija u uvjetima i okolišima taloženja i odnosa obroka relativnog spuštanja morske razine i obroka taloženja. Potpuno je drukčija građa ciklusa oplićavanja naviše nastalih, primjerice, pri progradaciji plimne ravnice (sl. 12-12 A), od onih nastalih pri progradaciji grebena (sl. 12-12C i 13-28), migraciji ooidnih prudova (sl. 12-12D) ili cikličkom taloženju u priobalnim salinama ili *sabkhama* (sl. 9-1 i 9-2 = *Sabkha ciklus*).

U periplimnim okolišima unutar facijesa *peritidalnih* vapnenaca često se nalaze karbonatni ciklusi oplićavanja naviše, odnosno parasekvencije, čija je bitna značajka vertikalno redanje različitih članova - litoloških strukturno-teksturnih tipova karbonatnih i evaporitnih sedimenata taloženih u potplimnoj pa zatim plimnoj, a ponegdje i natplimnoj zoni sa ili bez vadoznih tvorevina (sl. 12-2 do 12-11). Najčešće se nalaze sljedeći ciklusi:

a - potplimni i plimni član bez desikacija na kraju ciklusa,



Slika 12-2 Primjeri ciklusa oplićavanja naviše u periplimnim vapnencima valendisa Istre, kamenolom Sošići ("*peritidalni* ritmovi" - Tišljar et al., 1983b).

b - potplimni i plimni član s desikacijama na kraju ciklusa,

c - potplimni, plimni i vadozni član,

d - član s crnim valuticama ili "*black pebble* brečom", potplimni mikritni i plimni/natplimni fenestralni ili vadozni član,

e - potplimni i plimni član te emerzijska breča ili brečo-konglomerat s glinovitim matriksom,

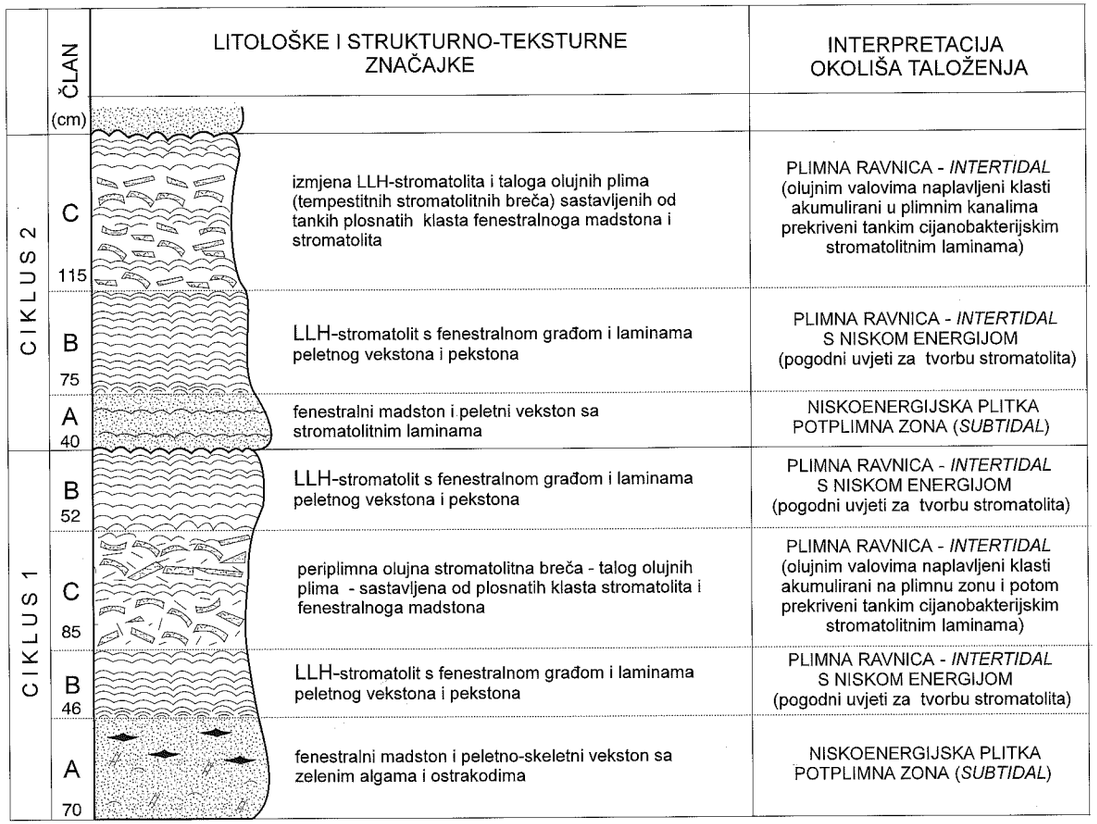
f - ooidi ooidnoga pruda, plimni i vadozni član,

g - potplimno/plimni i natplimni (*supratidalni*) član,

h - potplimni, plimni, natplimni i *sabkha* član (*sabkha* ciklus),

i - dubljevodni predgrebenski, prigrebenski i grebenski član.

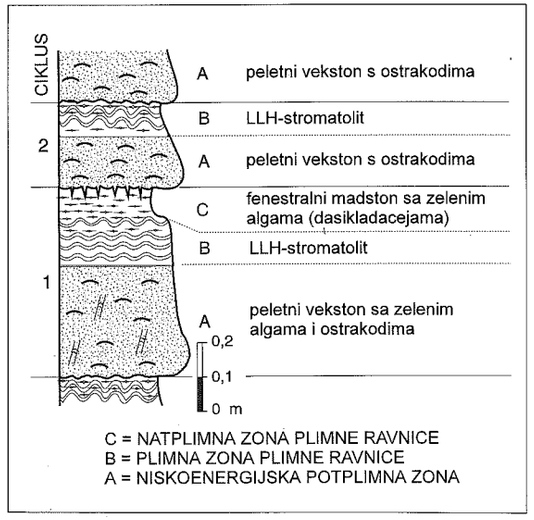
a) Kod ciklusa oplićavanja naviše sastavljenih od potplimnog i plimnog člana bez desikacija na kraju ciklusa prvi član ciklusa je obično peletni ili skeletni vekston do pekston s peletima, zelenim algama, gastropodima i bentosnim foraminiferama, taložen u potplimnom (*subtidal*) okolišu. Drugi je član sastavljen od laminacijske izmjene fenestralnog (peletnog ili skeletnog) grejnstona/pekstona do vekstona, i/ili fenestralnog madstona i stromatolitnih lamina ili je drugi član tanji ili deblji sloj LLH-stromatolita (sl. 12-2), koji može biti razaran i pretaložavan pri olujnim plimama (sl. 12-3), kako je to podrobnije prikazano u odjeljku 13.2.5.



Slika 12-3 Dva tipa ciklusa oplićavanja naviše u baremu Istre: zasjek ceste kod Dvigrada ("stromatolitni *peritidalni* ciklusi" - Tišljar et al., 1983b). **A** - *Subtidalni* član taložen u plitkoj niskoenergijskoj potplimnoj zoni. **B** - *Intertidalni* član taložen na plimnoj ravnici ili prostranoj plimnoj zoni sa stvaranjem cijanobakterijskih livada, tj. LLH-stromatolita. **C** - Tempestitni i *intertidalni* član nastao pretaložavanjem i akumulacijom krupnog detritusa pri olujnim plimama i valovima u obliku olujnih plimnih breča (*storm-tide deposit*) u širokim, plitkim plimnim kanalima na plimnoj ravnici ili širokoj plimnoj zoni (*intertidalu*). Po prestanku olujnih plima i valova, tj. tijekom niskoenergijskog razdoblja, preko naplavljenog detritusa, koji potječe od erozije desikacijama rapucanog, opetovano vlaženog i isušivanog *intertidalnog* taloga, ponovno rastu cijanobakterijske livade, odnosno talože se stromatoliti koji u tanjem ili debljem sloju prekrivaju olujnim plimama naplavljene klaste.

b) Ciklusi oplićavanja naviše sastavljeni od potplimnog i plimnog člana koji završavaju s desikacijama obično kao prvi član ciklusa sadrže potplimni peletni ili skeletni pekston/vekston, a kao drugi - plimno-natplimni (*intertidalno-supratidalni*) - član ciklusa stromatolit i/ili fenestralni vekston koji završava fenestralnim madstonom s pukotinama isušivanja na gornjoj slojnoj površini kao posljedicom isušivanja muljevitoga taloga u plimnoj i natplimnoj zoni (sl. 12-4 i 12-6), obično na plimnoj ravnici (odjeljci 13.2.1 do 13.2.3).

c) Ciklusi oplićavanja naviše sastavljeni od potplimnog, plimnog i vadoznog člana sastoje se od tri ili od dva člana: prvi član je najčešće potplimni vekston ili madston, a drugi član vekston



Slika 12-4 Ciklus oplićavanja naviše (1) sastavljen od potplimnog (A) i plimnog stromatolitnog (B) člana koji završava (vidi sl. 12-5B) desikacijama na gornjim slojnim površinama tankih slojeva fenestralnih madstona (C) i ciklus oplićavanja naviše (2) koji završava članom B, tj. plimnim stomatolitom. Ciklusi su tipični primjeri progradacije muljnih plimnih ravnica. Donja kreda (barem), obala u uvali Materada kod Poreča.

do madston s fenestralnom građom sa ili bez desikacija ili erozijske gornje slojne površine. Taj drugi član je taložen u plitkoj potplimnoj i plimnoj zoni, u pravilu s opetovanim oscilacijama morske razine u rasponu potplimna - plimna zona. Gornja slojna površina često sadrži desikacije ili tanke isprekidane uloške desikacijskih breča (Tišljar et al., 1983b). Treći - vadozni - član obično se sastoji od intraklasta, onkoida, peleta, skeleta i cijanoidnih gruda (cijanoidnih onkoida), mikritnoga matriksa, nepravilnih fenestra i šupljina otapanja ispunjenih vadoznim kristalnim ili peletnim siltom te vadoznih ooida. Sadrži također i veće ili manje količine mikritnoga matriksa i cementa tipa "pasjega zuba" ili mikrostalaktitnog i meniskusnog kalcitnog cementa (sl. 12-6 i 13-2). To je talog koji je na plimnu i/ili natplimnu zonu naplavljen visokim ili olujnim plimama i valovima i tu je, u području iznad srednje razine plime, duže vrijeme bio izložen procesima vadozne dijageneze (odjeljak 13.1.1).

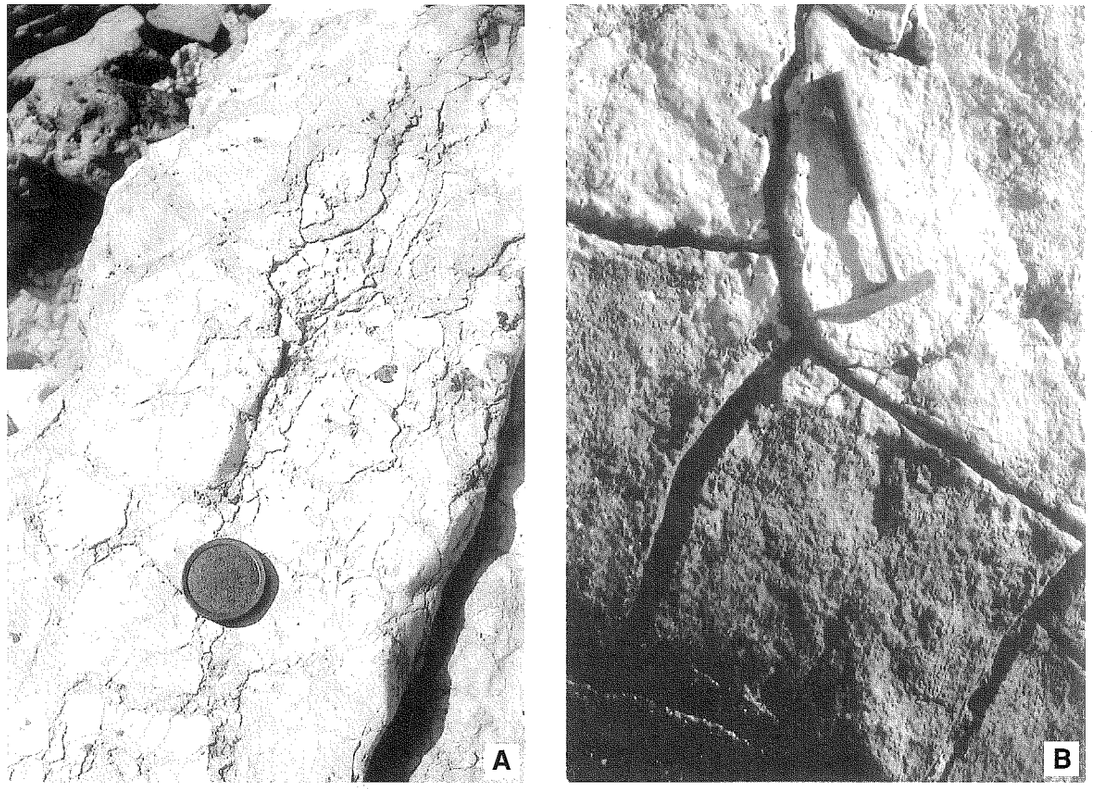
d) Ciklusi oplićavanja naviše koji sadrže crne valutice ili "*black pebble* breče" (sl. 12-7A i 12-8) obično su sastavljeni od tri člana. Prvi član je breča s crnim valuticama (*black pebble breccia*) i mikritnim, glinovitim i/ili laporovitim matriksom, a taložen je kao početna faza preplavljivanja uz pretaložavanje klasta polulitificiranih ili već litificiranih crnih priobalnih karbonatnih vapnenaca i crnog močvarnog glinovitog taloga. Drugi član je mikrit, odnosno karbonatni mulj taložen u niskoenergijskom potplimnom (*subtidal*) okolišu. Treći član je fenestralni mikrit, LLH-stromatolit ili onkoidno-intraklastično-vadoidni biointrasparit s fenestralnom građom i/ili vadoznim tvorevinama. Taj član nerijetko ima erozijsku gornju slojnu površinu. To su talozi izronjeni iznad razine oseke (*intertidal-supratidal*) i/ili talozi olujnih plima naplavljeni na plimnu ili natplimnu zonu i povremeno izloženi dijagenetskim procesima u vadoznoj, a ponekad i marinskoj plimnoj i potplimnoj zoni (odjeljci 13.2.1, 13.2.3 i 13.2.5).

Unutar taložne sekvencije koja sadrži cikluse oplićavanja naviše s crnim valuticama ili "*black pebble*" brečama i pretaloženim crnim reduktivnim močvarnim talozima često se pojavljaju i ciklusi oplićavanja naviše koji kao završni član sadrže crne reduktivne gline koje potječu iz priobalnih marinskih ili brakičnih blatišta. To je, primjerice, slučaj u najstarijem dijelu albskih vapnenca u kamenolomu Lakovići u Istri (sl. 12-8) koji su taloženi pri oscilirajućoj transgresiji (Tišljar et al., 1997) nakon opće emerzije tijekom mlađega apta i starijega alba (Velić & Tišljar, 1987; Velić et al., 1989). Takvi ciklusi oplićavanja naviše sastoje se od dva ili tri člana (sl. 12-8):

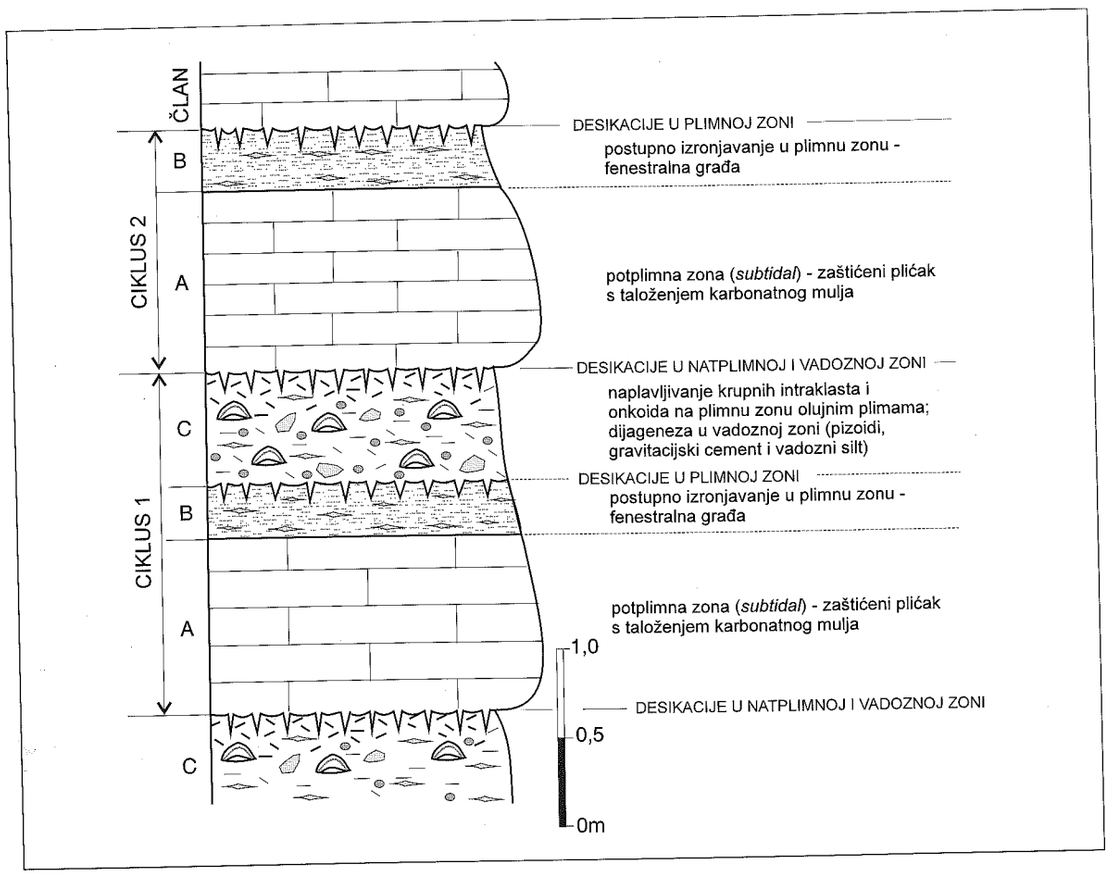
1. član je obično bentosnim foraminiferama bogati biointrasparit ili biointramikrit, rjeđe pelmikrit do biopelmikrit, odnosno vapnenački talog taložen u niskoenergijskoj plitkoj potplimnoj zoni.

2. član, koji u nekim ciklusima oplićavanja naviše može izostati, pripada fenestralnom pelmikritu do biopelmikritu ili mikritu. Redovito završava erozijskom površinom. Ovaj je član nastao postupnim relativnim snižavanjem morske razine, tj. postupnim uspostavljanjem taložnog okoliša plimne zone u kome nastaju vapnenci s fenestralnom građom i internim sedimentom, stvaraju se plimni kanali, a zatim pri daljnjem povlačenju mora nastupa izronjavanje i formiranje reduktivnih blatišta ili močvara s taloženjem crne gline ili lapora (= treći član), uz zacrnjivanje ranije nataloženih vapnenaca u podini.

3. član, odnosno u ciklusima bez srednjega člana drugi član, je tamnosiva smektitna glina bogata organskom tvari i piritom, odnosno glina taložena ili pretaložavana iz reduktivnih obalnih močvara i crnih blatišta nastalih u izoliranim depresijama i/ili manjim lagunama pri relativnom snižavanju morske razine. Novi ciklus taloženja



Slika 12-5 Završetak ciklusa (parasekvencije) oplićavanja naviše s pukotinama isušivanja. **A** - Pukotine isušivanja na gornjoj slojnoj površini fenestralnog madstona - završnog člana periplimnog ciklusa oplićavanja naviše. Donja kreda (barem), uvala Kolone južno od Rovinja. Promjer poklopca objektiva = 58 mm. **B** - Pukotine isušivanja većih dimenzija tipične za 1-2 cm debele proslojke vapnenačkoga mulja naplavljenog na gornju plimnu i/ili natplimnu zonu plimne ravnice pri visokim ili olujnim plimama. Gornja slojna površina madstona - završnog plimnog člana ciklusa oplićavanja naviše (1) na sl. 12-4. Donja kreda (barem), uvala Materada kod Poreča.



Slika 12-6 Ciklusi ili parasekvencije oplićavanja naviše ("desikacijski ciklusi" - Tišljar et al., 1983b) sastavljeni od tri člana. **A** - Potplimni vekston/madston taložen u niskoenergijskom muljevitom plićaku. **B** - Plimni vekston/madston s fenestralnom građom, čija gornja slojna površina sadrži desikacije ili tanki proslojak desikacijske breče. **C** - Talog olujnih plima koji je na plimnu i/ili natplimnu zonu naplavljen olujnim plimama i valovima i tu duže vrijeme iznad srednje razine plime bio izložen procesima vadozne dijageneze i isušivanju, što se manifestira pojavom cijanoidnih gruda i kora, nepravilnim fenestrama i šupljinama otapanja ispunjenim vadoznim kristalnim ili peletnim siltom, vadoznim tvorevinama i desikacijskim pukotinama na gornjoj slojnoj površini. Gornji titon, stari kamenolom Kirmenjak u Istri.

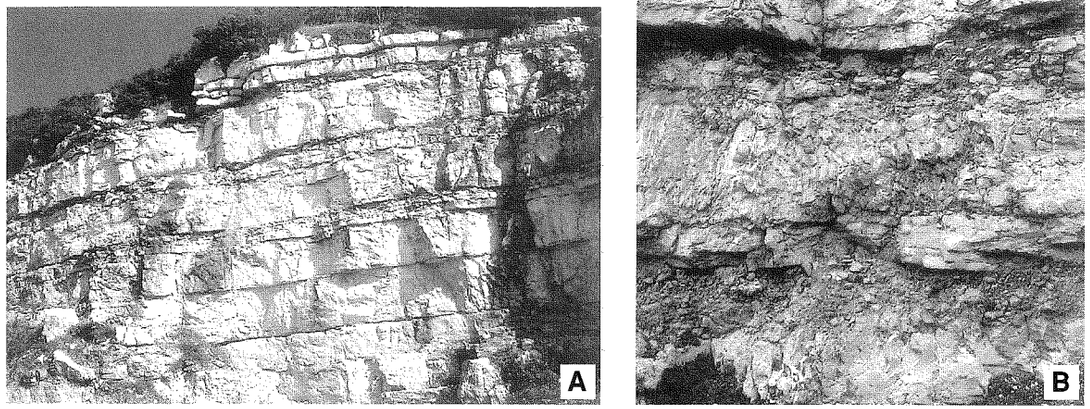
započinje ponovnim relativnim dizanjem morske razine, odnosno preplavljivanjem izronjenih dijelova platforme, razaranjem i pretaložavanjem crnih taloga i taloženjem potplimnih vapnenaca novoga ciklusa.

e) Ciklusi oplićavanja naviše s emerzijskim brečama ili breče-konglomeratima s glinovitim matriksom (sl. 12-7B) također se obično sastoje od tri člana. Prvi član ciklusa obično je potplimni peletni ili algalno-ostrakodni vekston, drugi član je plimni LLH-stromatolit ili fenestralni vekston, a treći član emerzijska breča ili brečo-konglomerat s glinovitim matriksom. Brečo-konglomerati se u pravilu pojavljuju u obliku ispuna plimnih kanala, a bočno od njih se obično nalaze nejednako debeli proslojci ili ulošci crne reduktivne gline ili

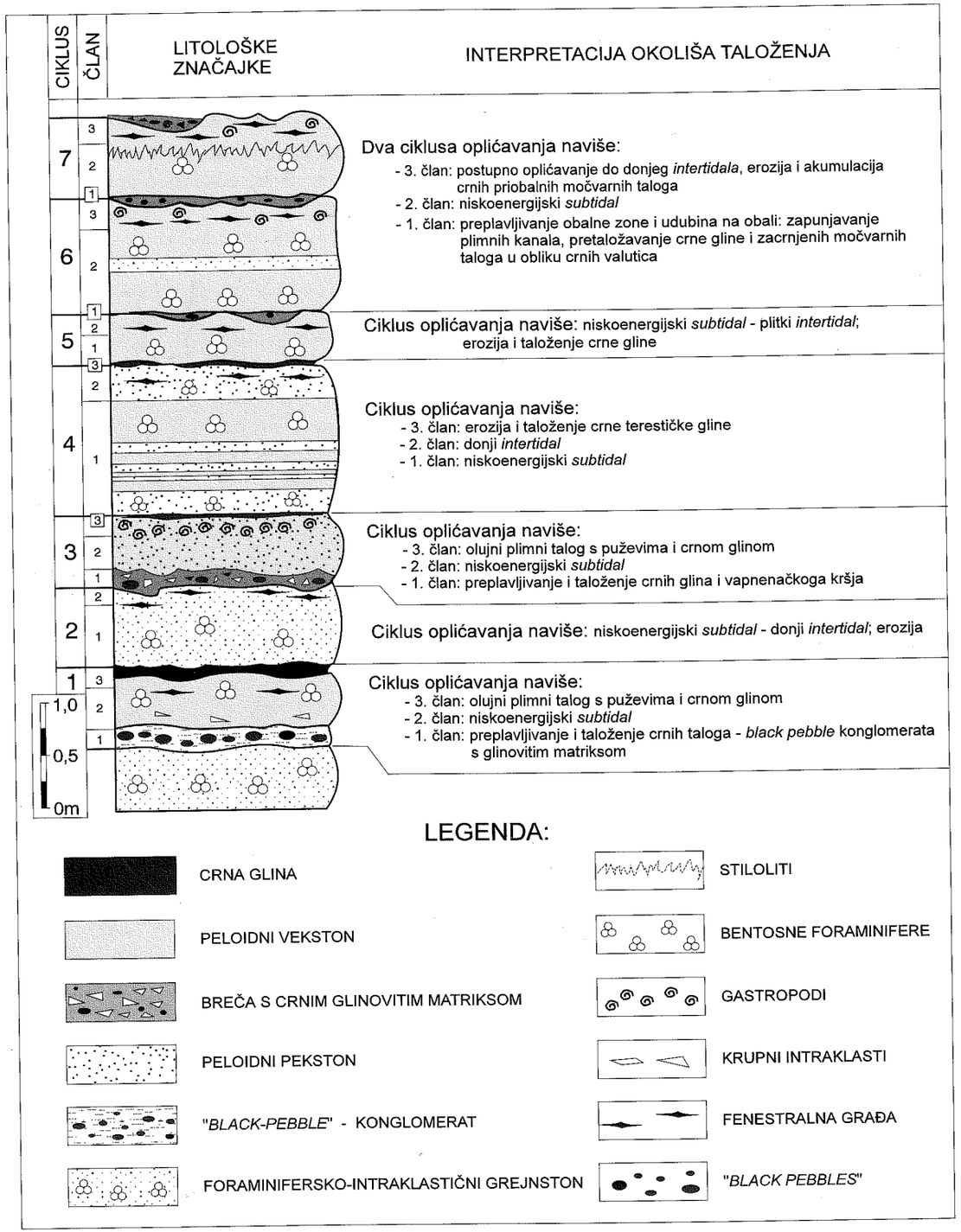
emerzijske breče s glinovitim i/ili laporovitim matriksom (Tišljar et al., 1991a). Crna glina potječe od spiranja i pretaložavanja crnih reduktivnih taloga iz priobalnih reduktivnih močvara, odnosno bara i blatišta taloženih u izoliranim depresijama i zaljevima uz obalnu crtu pri relativnom spuštanju morske razine (odjeljci 13.2.1 i 13.2.3).

f) Ciklusi oplićavanja naviše sastavljeni od ooida ooidnoga pruda, plimnoga i vadoznoga člana često se nalaze u malmskim vapnencima Jadranske karbonatne platforme (Tišljar & Velić, 1991, 1993). Kako je to shematski prikazano na sl. 12-9, sastoje se od tri člana:

1. član ciklusa je ooidni grejnston koji slijedi na erozijskoj površini, može pokazivati jasnu kosu slojevitost, a taložen je na visokoenergijskom plićaku s migracijom ooidnih plimnih prudova;
2. član je peletni i/ili skeletni (algalni, foraminiferski i/ili onkoidni) vekston, često u gornjem dijelu bioturbiran, taložen u niskoenergijskom plićaku s tendencijom postupnog oplićavanja;



Slika 12-7 Ciklusi (parasekvencije) oplićavanja naviše. **A** - Ciklusi oplićavanja naviše s crnim valuticama ili *black pebble* brečama. Sastavljeni su od tri člana (Tišljar, 1986): 1. član je breča s crnim valuticama (*black pebble breccia*) i glinovitim i/ili laporovitim matriksom (= početna faza preplavljivanja uz pretaložavanje polulitificiranog ili već litificiranog crnog priobalnog vapnenačkog i crnog močvarnog glinovitog taloga); 2. član je mikrit (= mulj taložen u niskoenergijskom potplimnom okolišu); 3. član je fenestralni mikrit, LLH-stromatolit ili onkoidno-intraklastično-vadoidni biointrasparit s fenestralnom građom i/ili vadoznim tvorevinama i erozijskom površinom (= talozi izronjeni iznad razine oseke i/ili talozi olujnih plima naplavljeni na plimnu ili natplimnu zonu i povremeno izloženi dijagenetskim procesima u vadoznoj, a ponekad marinskoj plimnoj i potplimnoj zoni). Gornja jura (gornji titon), kamenolom Mondolaco kod Rovinja. **B** - Ciklusi oplićavanja naviše s emerzijskim brečama ili brečo-konglomeratima s glinovitim matriksom koji se pojavljuju u obliku ispuna plimnih kanala, a bočno od njih se obično nalaze nejednako debeli proslojci ili ulošci crne reduktivne gline ili emerzijske breče s glinovitim i/ili laporovitim matriksom. Tamna boja vapnenaca posljedica je zacrnjivanja periplimnih vapnenaca pri njihovom izronjavanju i stvaranju priobalnih reduktivnih močvara, odnosno bara i blatišta u izoliranim depresijama i zaljevima nastalim uz obalnu crtu pri relativnom spuštanju morske razine. Donja kreda (otriv), zasjek ceste kod vijadukta preko Limske drage u Istri.



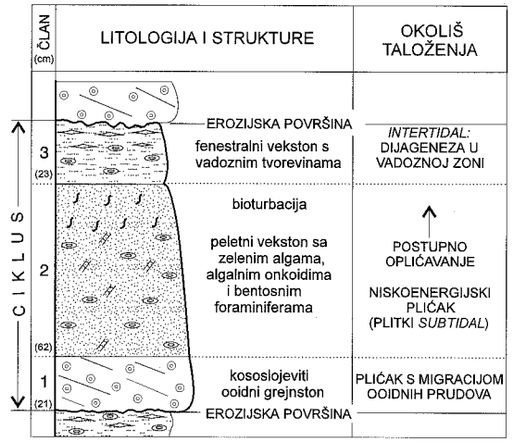
3. član je fenestralni vekston koji uz fenestre i šupljine otapanja sadrži vadozne ooide, vadozni kristalni ili peletni silt i meniskusni i/ili mikrostalaktitni cement, a taložen je u niskoenergijskoj plimno-natplimnoj zoni s izronjavanjem u vadoznu zonu.

Ovaj tip ciklusa oplićavanja naviše često može pokazivati veliku različitost drugoga i trećega člana, kako to primjerice prikazuju slike 12-9 i 12-10.

g) Ciklusi oplićavanja naviše sa *supratidalnim* članom (sl. 6-8) sastavljeni su od potplimnog/plimnog i natplimnog (*supratidalnog*) člana, obično ranodijagenetskih dolomita (odjeljak 13.2.1). Dok je prvi član ciklusa potplimni bioklastični vekston/pekston, a drugi član plimni vekston, koji mogu biti potpuno kasnodijagenetski dolomitizirani (sl. 6-8 i 12-11), treći član je *supratidalni* stromatolitni ranodijagenetski dolomit. Smatra se da ovakvim ciklusima pripada i dio poznatih Fischerovih (1964) "*loferskih ciklusa*" ili "*loferita*" (vidi odjeljak 13.2.1).

h) Ciklusi oplićavanja naviše sastavljeni od potplimnog, plimnog, natplimnog i *sabkha* člana, odnosno *sabkha* ciklusi podrobnije su prikazani u odjeljcima 9.1.1 i 13.2.2 te na slikama 9-1 do 9-3.

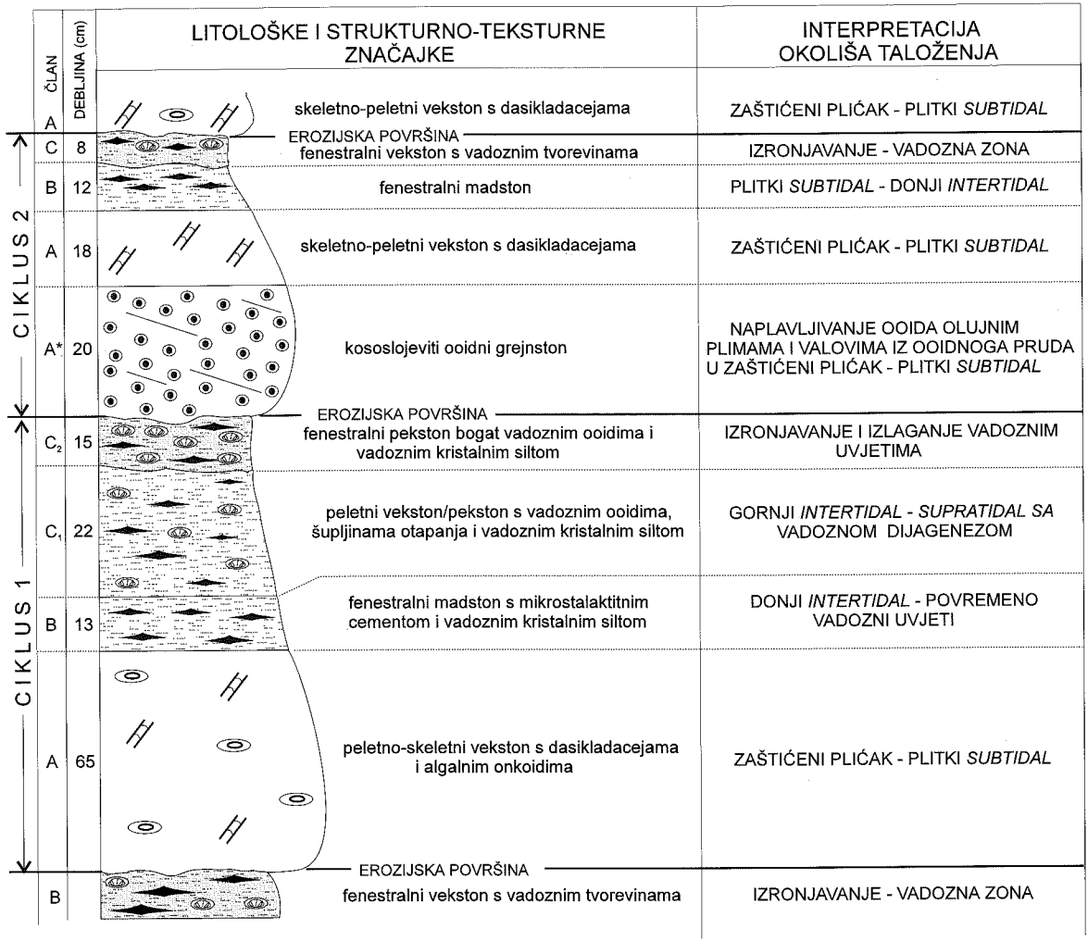
i) Ciklusi oplićavanja naviše sastavljeni od dubljevodnog predgrebenskog, prigrebenskog i grebenskog člana, koji ujedno predstavljaju i tipičan primjer ciklusa pokrupnjavanja naviše, pobliže su opisani u prikazu progradacije grebena (sl. 12-12C) i progradacije rudistnih biostroma (odjeljak 13.3.3). Sličan tip ciklusa oplićavanja naviše može nastati i pri progradaciji subakvatskih dina čiji su kososlojeviti foresetovi sastavljeni od kršja školjkaša (sl. 13-19), o čemu se podrobnije govori u odjeljku 13.4.3.1.



Slika 12-9 Primjer ciklusa oplićavanja naviše sastavljenog od ooida ooidnoga pruda, plimnoga i vadoznoga člana (prema Tišljar & Velić, 1993): 1 - potplimni član taložen u visokoenergijskom plićaku s migracijom ooidnoga pruda; 2 - potplimni član taložen u niskoenergijskom plićaku s tendencijom postupnog oplićavanja; 3 - *intertidalno-supratidalni* i vadozni član s erozijskom gornjom slojnom površinom. Kimeridž područja Platka i Gornjeg Jelenja, zapadni Gorski kotar.

Parasekvencije ili ciklusi oplićavanja naviše u karbonatnim su stijenama posljedica postupne promjene okoliša i uvjeta taloženja tijekom vremena zbog djelovanja vanjskih (ekstrinzičkih) i unutarnjih (intrinzičkih) prirodnih procesa na i oko karbonatne platforme. Najvažniji vanjski procesi, koji uglavnom uzrokuju **sekvencije** i **cikluse prvog do četvrtoga reda**, globalne su oscilacije morske razine, tj. opća dizanja i spuštanja morske

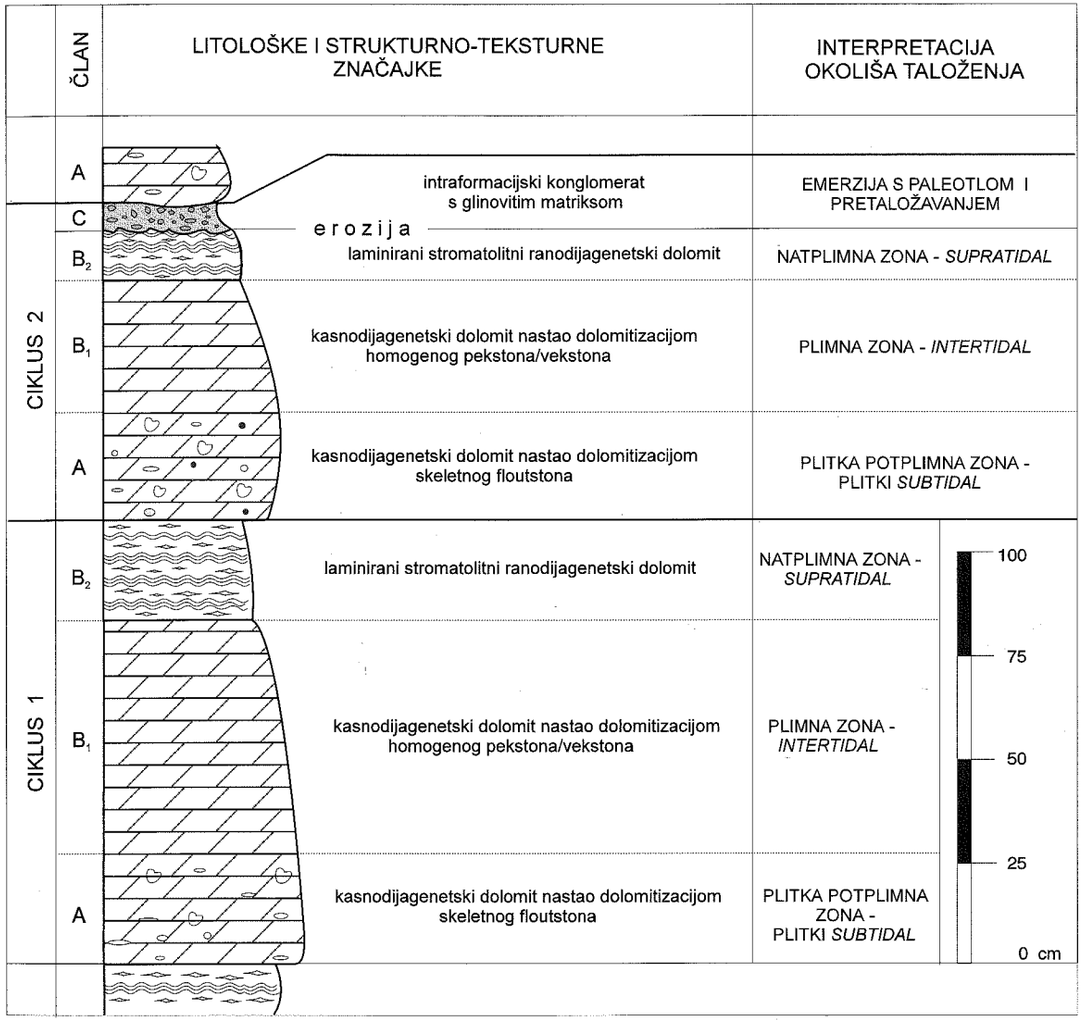
Slika 12-8 Detaljni geološki stup bazalnog dijela ciklički taloženih sedimenata alba nakon opće gornjoaptsko-donjoalbske emerzije u Istri - kamenolom Lakovići kod Sv. Lovreča. Postoje dva tipa ciklusa oplićavanja naviše: 1) ciklusi koji počinju s *black pebble* konglomeratom, tj. pretaložavanjem detritusa nastalog erozijom priobalnih crnih močvarnih taloga u fazi preplavljivanja, i 2) ciklusi oplićavanja naviše s crnim reduktivnim glinama i/ili erozijskom površinom (iz Tišljar et al., 1997).



Slika 12-10 Ciklus oplićavanja naviše s vadoznim članom ("vadozni ciklus" - Tišljar, 1985). Na članu A - talogu tipične plitke potplimne zone slijedi član B - talog s fenestralnom građom i vadoznim kristalnim siltom, koji obično završava erozijskom gornjom slojnom površinom; ciklus završava članom C_1 - vadoznim ooidima unutar fenestralnog vekstona/pekstona (sl. 13-1B) i/ili članom C_2 - pekstonom/grejnstonom s vadoznim ooidima nastalim *in situ* u vadoznoj zoni. Novi ciklus ponegdje umjesto članom A započinje članom A_1 - kososlojevitim ooidnim grejnstonom nastalim naplavljivanjem i progradacijom ooidnog pruda na izronjene taloge B, odnosno C_1 ili C_2 člana, pri relativnom porastu morske razine. Ciklus je dobar primjer migracije ooidnih prudova preko taloga izronjenih iznad srednje razine oseke, slično kao što je to slučaj i na sl. 12-9. Gornji malm, Skrivena luka - otok Lastovo.

razine u svjetskim morima koja se najjače odražavaju baš u plićacima karbonatnih platformi, te globalni tektonski događaji (vidi odjeljak 12.2.3).

Na karbonatnim platformama, međutim, djeluju i unutarnji procesi koji dovode do promjene okoliša taloženja bez bilo kakvih globalnih promjena morske razine i globalnih vertikalnih tektonskih pokreta. To su progradacija plimnih ravnica, brzo i veliko nakupljanje sedimenata u potplimnom okolišu, progradacija grebena, migracija i



Slika 12-11 Ciklusi oplićavanja naviše s natplimnim ranodijagenetskim dolomitima i paleotlom ("*loferski ciklusi*" ili "*loferiti*" - odjeljak 13.2.1) u gornjotrijaskim dolomitima Sutinskih vrela na Medvednici. Za razliku od vertikalnoga slijeda članova "*loferskih ciklusa*" produbljavanja naviše (Fischer, 1964), ciklusi započinju *subtidalnim* kasnodijagenetskim dolomitiziranim megalodonskim vapnencima (član A = Fischerov C), slijede članovi B_1 = *intertidalni* homogeni i B_2 = *supratidalni* laminirani stromatoliti (= Fischerovi član B ili "*pellet and homogenous loferites*" i "*supratidal algal mat loferite*"). Rječe se pojavljuju i ciklusi koji sadrže paleotlo i/ili intraformacijske konglomerate (član C = Fischerov član A ili *subaerski talog - paleotlo*, odnosno produkt subaerskoga trošenja). Ovakav slijed članova određuje cikluse oplićavanja naviše, a ne cikluse produbljavanja naviše, tj. slijed Fischerovih članova bio bi C-B_2-B_1-A (vidi odjeljak 13.2.1).

progradacija karbonatnih pješčanih tijela, intenzivni prijenos karbonatnog detritusa iz potplimnih plićaka ili obalnog lica (*shoreface*) i njegovo taloženje na odobalju (*offshore*) te lokalna sinsedimentacijska tektonika na pojedinim dijelovima platforme.

Progradacija plimnih ravnica (vidi poglavlje 13.2 i odjeljak 13.2.5), tj. bočno širenje plimnih ravnica u potplimnu zonu i preko potplimnih okoliša, posljedica je pretaložavanja taloga iz potplimnih okoliša na plimnu ravnicu tijekom olujnih valova ili olujnih plima (sl. 12-12A). Premda dio sedimenta na plimnoj ravnici može nastati izravnim organskim i anorganskim izlučivanjem karbonatnih i evaporitnih minerala (vidi poglavlja 9.1 i 13.2), pretežiti dio taloga na plimnoj ravnici i natplimnoj zoni potječe od naplavljivanja iz potplimne zone i njegovog vezivanja na cijanobakterijske livade (vidi poglavlje 3.7 i odjeljke 13.2.1 i 13.2.5). Takvim nakupljanjem taloga plimna ravnica postupno bočno napreduje u potplimnu zonu i na taj se način na sedimente potplimne zone talože sedimenti plimne zone ili plimne ravnice (sl. 12-12A) To u vertikalnome slijedu sedimenata rezultira **ciklusom** ili **parasekvencijom oplićavanja naviše** koja obično završava *intertidalnim* talozima sa ili bez pukotina isušivanja ili vadoznih tvorevina (vidi sl. 12-2 do 12-6 i 12-12A), a ponegdje na *intertidalnim* talozima i *supratidalnim* ranodijagenetskim dolomitima (sl. 6-8 i 6-9) i *sabkha* evaporitima (sl. 9-1 i 9-2).

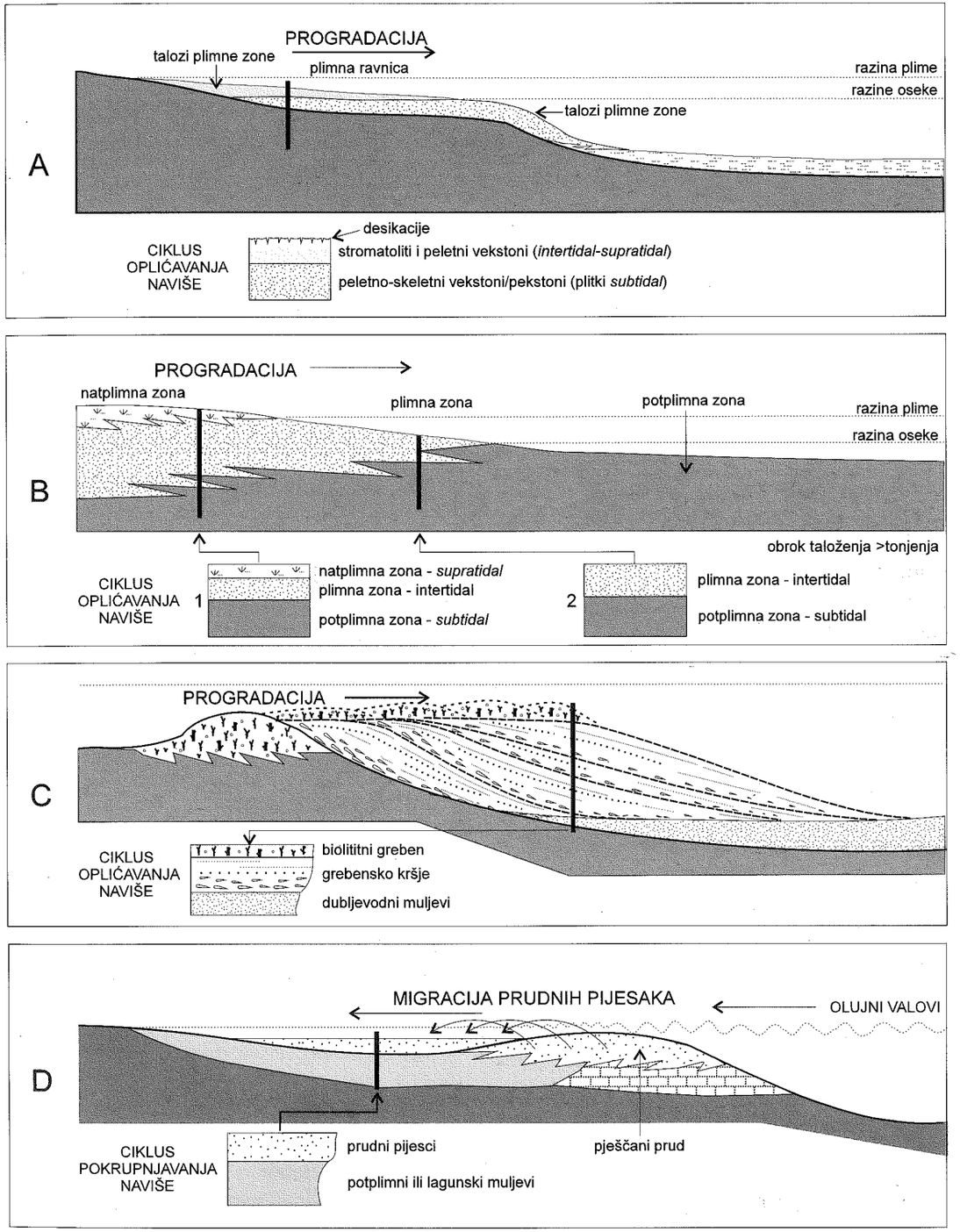
Velika raznovrsnost ciklusa oplićavanja naviše (sl. 12-2 do 12-6) izravno je ovisna o brojnim čimbenicima, od kojih su najvažniji visina plime i oseke na plimnoj ravnici (niske, srednje ili visoke plime), dimenzije i topografija plimne ravnice, odnos prema potplimnoj zoni, energija vode, klima, vrsta sedimenata u potplimnoj zoni, odnos donosa i odnosa sedimenata s plimne ravnice, tj. brzina taloženja na njoj, i dr.

Taloženje ciklusa oplićavanja naviše obično završava kad je plimna ravnica kroz duže vremensko razdoblje prestala dobivati talog iz potplimne zone ili lagune zbog izronjavanja, odnosno udaljavanja obalne crte procesima progradacije.

Novi ciklus započinje nakon ponovnog preplavljivanja dijela ili cijele plimne ravnice zbog toga što su obroci ili brzina taloženja na sve prostranijoj plimnoj ravnici sporiji od obroka tonjenja platforme (znači dolazi do relativnoga dizanja morske razine), ali i zbog promjene energije vode, klime, iznosa razlike između plime i oseke, ekoloških uvjeta na plimnoj ravnici i u potplimnoj zoni i mnogih drugih čimbenika.

Brzo i intenzivno vertikalno nakupljanje sedimenata u potplimnoj zoni također dovodi do stvaranja parasekvencija ili ciklusa oplićavanja naviše ako iznosi nakupljanja taloga, odnosno obroci taloženja, u potplimnoj zoni prevladavaju nad iznosima tonjenja platforme, tj. obrocima subsidencije (sl. 12-12B). Pri tome nije potrebna značajnija globalna oscilacija morske razine, tj. razina svjetskih mora može biti nepromijenjena. Zbog stalne i brze agradacijske (vertikalne) akumulacije taloga dublji dijelovi potplimne zone postaju sve plići potplimni okoliši, tako da na kraju dospiju iznad srednje razine plime, tj. stvori se plimni okoliš. Na taj način na sedimentima dubljega dijela potplimne zone slijede talozi plićega dijela potplimne zone, a zatim talozi plimne zone ili plimne ravnice (sl. 12-12B).

Svaka takva parasekvencija ili ciklus oplićavanja naviše pokazuje oplićavanje, odnosno **relativno snižavanje morske razine** od svoje osnovice prema vrhu iako u okolišu taloženja, kao i kod parasekvencija nastalih progradacijom plimne ravnice, zapravo nije bilo nikakvog stvarnog snižavanja morske razine. Posebice je, stoga, važno



Slika 12-12 Shematski prikaz nastajanja ciklusa oplićavanja naviše i ciklusa pokrupnjavanja naviše. **A** - Ciklus oplićavanja naviše nastao progradacijom plimne ravnice. **B** - Ciklusi oplićavanja naviše nastali velikim obrocima taloženja u potplimnoj zoni. **C** - Ciklus pokrupnjavanja i oplićavanja naviše nastao progradacijom klinastih bioklastičnih tijela i grebena. **D** - Ciklus pokrupnjavanja i oplićavanja naviše nastao migracijom ooidnih prudova.

da kod sedimentološke interpretacije facijesa s ciklusima oplićavanja naviše **govorimo o relativnom a ne apsolutnom ili općem snižavanju morske razine**, jer opća snižavanja morske razine imaju istodobno regionalni a ne lokalni odraz na uvjete i okoliše taloženja.

Progradacija grebena uzrokuje taloženje ciklusa ili parasekvencija oplićavanja naviše, ali i parasekvencija i ciklusa pokrupnjavanja naviše (sl. 12-12C), posebice u visokoenergijskim predgrebenskim okolišima na rubnim dijelovima karbonatnih obrubljenih šelfova (sl. 11-1A). Zbog manje-više kontinuirane tvorbe organogenih grebena i njihove razgradnje pri djelovanju snažnih olujnih valova na prednjem dijelu grebena ili **predgrebenu** (*fore-reef*) na padini grebena prema otvorenom moru akumulira se grebensko kršje, u pravilu u obliku kososlojevitih foresetova klinastog oblika. Na taj način sve se više i više zapunjava i oplićava prostor grebenske padine (sl. 12-12C). Kad je takvom akumulacijom grebenskoga detritusa na gornjemu dijelu padine stvoren plićak pogodan za život grebenotvornih organizama na akumuliranom grebenskom kršju može se stvarati novi organogeni greben ili bioherma. Na taj je način došlo do progradacije grebena, odnosno bočnoga širenja organogenog grebena ili biostromalnih kolonija školjkaša po predgrebenskoj padini, ali u vertikalnom slijedu i do taloženja parasekvencije ili ciklusa koji započinju sitnozrnastim sedimentima donjeg (dubljeg) dijela predgrebenske padine, preko sve krupnijeg i krupnijeg grebenskog detritusa srednjeg i gornjeg dijela predgrebenske padine, pa do grebenskih biolititnih tijela. Takva tijela mogu biti fosilno očuvana ili mogu biti energijom valova razorena i pretaložena kao krupnozrnasti bioklastični vapnenci u obliku kose slojevitosti velikih dimenzija, odnosno kososlojevitih sedimentnih tijela s klinastim oblicima foresetova (sl. 12-12C).

Migracija i progradacija karbonatnih pješčanih tijela - primjerice ooidnih prudova (odjeljak 13.4.3.1) - u plićacima karbonatnih platformi s razmjerno visokom energijom vode nerijetko uzrokuje nastanak cikličnih sekvencija ili ciklusa oplićavanja naviše i pokrupnjavanja naviše bez globalnog snižavanja morske razine, tj. kod stalne razine mora. U uvjetima kontinuiranog donosa velike količine karbonatnog detritusa (bioklasta, intraklasta, peloida, ooida) u okolišima pješčanih plaža, barijera i plimnih delta dolazi do bočne migracije i progradacije pješčanih prudova i barijera od obale u smjeru mora, a dio karbonatnih pijesaka strujama oseke migrira prema unutarnjem dijelu platforme i tvori tzv. *ebb delte*. Karbonatni pješčani detritus nastao u visokoenergijskim plićacima tako se postupno premješta u dubljevodni okoliš i taloži preko sitnozrnastih vapnenačkih muljeva kao autohtonih taloga toga okoliša. Na taj način preko sitnozrnastih sedimenata unutarnjeg dijela platforme taloženih ispod osnovice valova lijepa vremena (koja se obično nalazi na dubini 5 do 20 m), tj. vekstona/pekstona, talože se tijekom olujnih događaja velike količine pješčanih taloga - grejnstona - s humčastom kosom slojevitošću. To uzrokuje oplićavanje i stvaranje sve plićih okoliša u rasponu od obalnoga lica ili potopljenoga žala (*shoreface*) do prednjega žala (*foreshore*), s taloženjem ciklusa pokrupnjavanja naviše (odjeljak 13.4.3).

Migracija pješčanih barijernih prudova i pijesaka plimnih delta (*flood delta*) moguća je i u smjeru kopna, tj. pijesci barijera, plimnih delta i ooidnih prudova olujnim valovima i/ili jakim plimnim strujama mogu biti naplavljeni u lagune između barijernih otoka i plimne ravnice ili obale, ali i na plimne ravnice i niske obale sa širokim plimnim zonama. U takvim slučajevima nastaju sekvencije oplićavanja naviše i sekvencije pokrupnjavanja naviše koje započinju muljevitim lagunskim talozima, a završavaju peloidnim, bioklastičnim, intraklastičnim ili ooidnim grejnstonima do radstonima s kosom slojevitošću (sl. 12-12D i odjeljak 13.4.3).

12.1.2. Karbonatni ciklusi ili parasekvencije pokrupnjavanja, podebljavanja i positnjavanja naviše

U plitkomorskim vapnencima taloženim u plićacima karbonatnih platformi često se nalaze sekvencije ili ciklusi s jasnim povećanjem dimenzija zrna od osnovice prema vrhu ciklusa ili parasekvencija (sl. 12-12C i 12-13). To su **ciklusi pokrupnjavanja naviše** (*coarsening-upward cycles*), odnosno u slučaju debljina većih od nekoliko metara **sekvencije pokrupnjavanja naviše**. One su uglavnom posljedica progradacije skeletnoga kršja i organogenih grebena ili biostromalnih rudistnih kolonija (sl. 12-12C i 12-13), porasta energije vode ili migracije karbonatnih pješčanih tijela tipa subakvatskih dina (sl. 12-13 i 13-15).

Izuzetne primjere ciklusa i sekvencija oplićavanja i pokrupnjavanja naviše nastale progradacijom rudistnoga kršja u obliku debelih foresetova subakvatskih dina velikih dimenzija, kao i progradacijom rudistnih biostromalnih kolonija nalazimo u donjem i srednjem cenomanu južne Istre, kako je to prikazano na sl. 12-13 i 13-19 (Tišljar et al., 1998).

Nerijetko se nalaze i ciklusi ili parasekvencije, ali i sekvencije dekametarskih debljina, koje su kombinacija pokrupnjavanja naviše, podebljavanja naviše i oplićavanja naviše, nastali pri progradaciji uz porast energije vode i obroka taloženja, kako je to čest slučaj u gornjem malmu zapadne Istre (sl. 12-14) i Gorskoga kotara (Velić et al., 1994).

Obratno u odnosu na porast energije vode, tj. u uvjetima postupnoga opadanja energije vode, često povezanog s procesom produbljavanja ili transgresije, nastaju parasekvencije koje završavaju s talozima sve sitnijega zrna. To su **parasekvencije sa smanjivanjem veličine zrna naviše** ili **parasekvencije positnjavanja naviše** (*fining-upward parasequences*).

Parasekvencije ili ciklusi positnjavanja naviše najčešće nastaju postupnim opadanjem energije vode koje je povezano s relativnim dizanjem morske razine. Tako se primjerice na karbonatne pijeske (grejnstone) prednjega žala talože muljeviti talozi (pekstoni/vekstoni) obalnoga lica, a na njima muljevi (madstoni) prijelazne zone ili unutarnjeg dijela obrubljenog šelfa ili platforme.

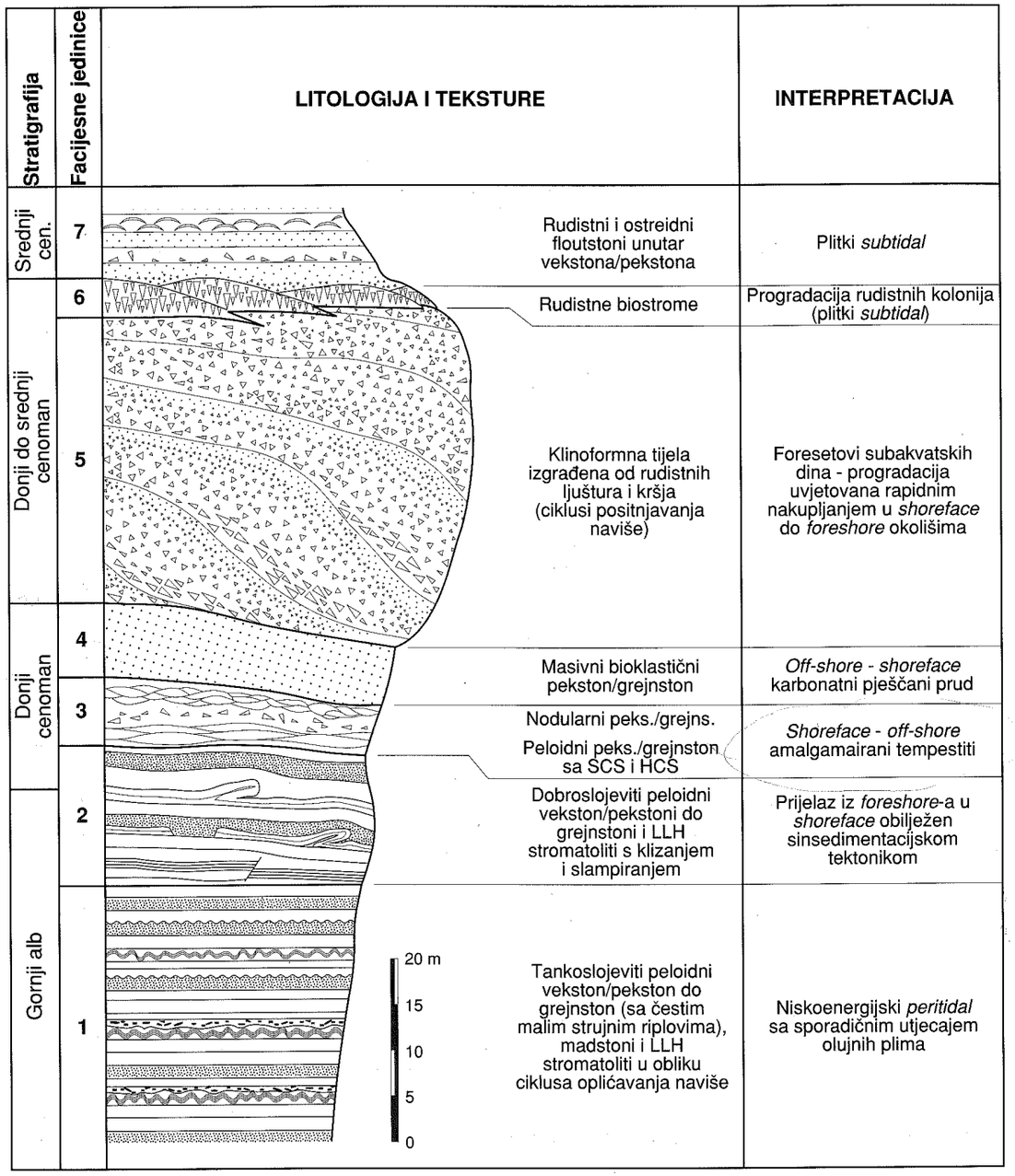
12.2. Karbonatne taložne sekvencije

12.2.1. Definicija i postanak taložne sekvencije s obzirom na relativne promjene morske razine

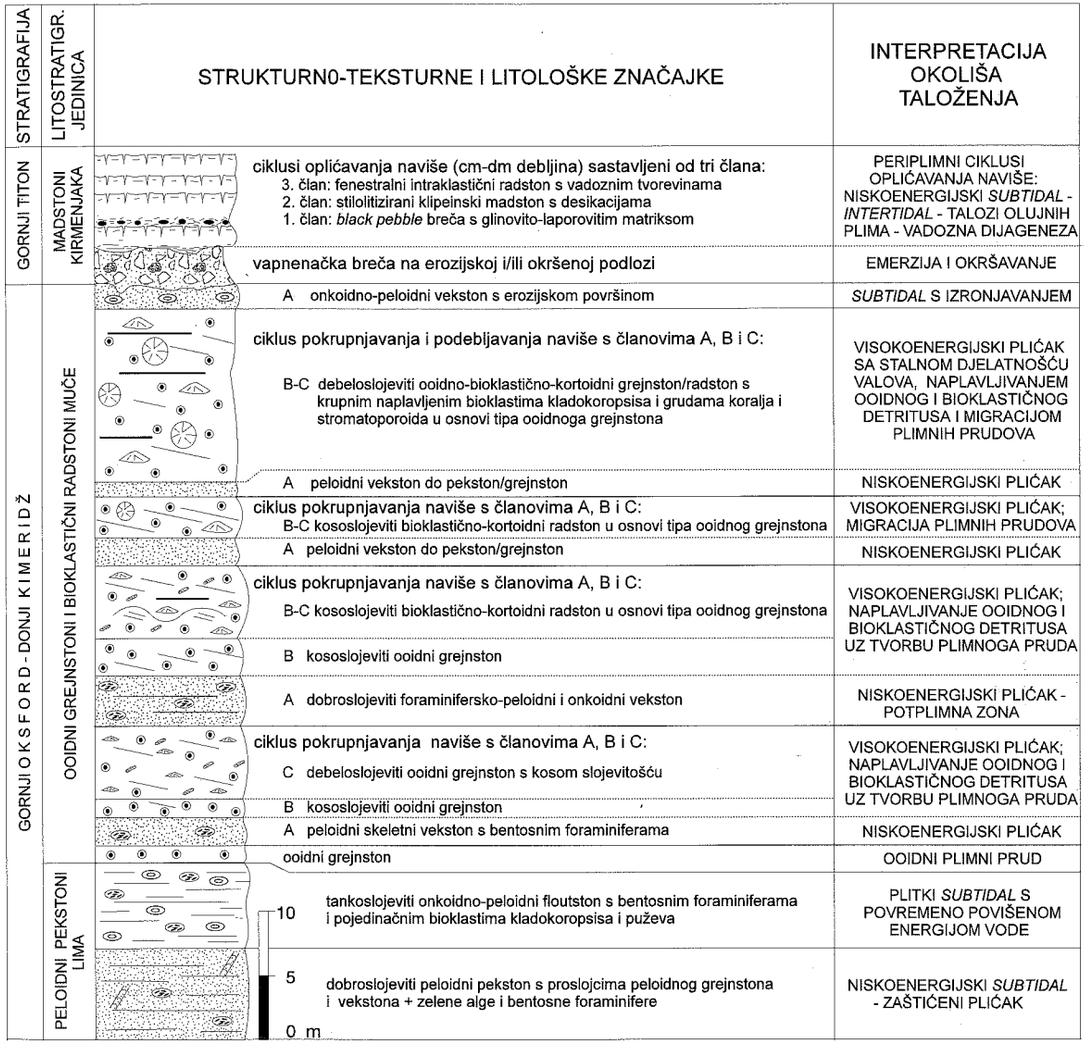
Glavni čimbenici koji određuju parametre taloženja karbonata su, kako je to podrobnije obrazloženo u poglavlju 2.3, geotektonske značajke taložnoga prostora i klima, a poglavito globalno stanje morske razine. Dok su geotektonske značajke taložnoga prostora uglavnom određene pripadnošću jednoj od pet kategorija karbonatnih platforma (vidi poglavlje 11.1 i sl. 11-1 i 11-2), globalno je stanje morske razine određeno volumenom oceanskog i morskog prostora (tektonoeustatikom) te volumenom leda u glacijalnim područjima Zemlje (glacio-eustatikom). Pri tomu su i volumen oceanskog i morskog prostora, kao i opseg glacijalnih područja i volumen leda kontrolirani geotektonikom i klimom.

Promjene stanja morske razine, tj. njezina periodička dizanja i spuštanja (Haq et al., 1987; Haq, 1991), uzrokuju određeni vertikalni i bočni taložni slijed sedimenata s karakterističnim facijesnim i biofacijesnim značajkama koje se označavaju kao taložna sekvencija.

Taložna sekvencija *obuhvaća slijed naslaga taloženih tijekom jednog kompletnog ciklusa relativne promjene morske razine koji podrazumijeva sve faze promjene stanja morske razine od najnižeg, preko najvišeg pa do ponovno najnižeg stanja* (sl. 12-15). Prema Sargu (1988) jedan takav potpuni ciklus relativne promjene morske razine sadrži ove faze (sl. 12-15):



Slika 12-13 Sekvencija oplićavanja i pokrupnjavanja naviše u donjocenomanskim i srednjocenomanskim vapnencima južne Istre (iz Tišljar et al., 1998). Sastavljena je od četiri facijesne jedinice (3-6) nastale pri velikim obrocima taloženja i progradaciji sitnog (jedinica 4) i krupnog bioklastičnog detritusa (jedinica 5) u obliku klinastih foresetova subakvatskih dina i rudistnih kolonija (jedinica 6). Podrobnija interpretacija uvjeta i okoliša taloženja prikazana je na sl. 13-19.



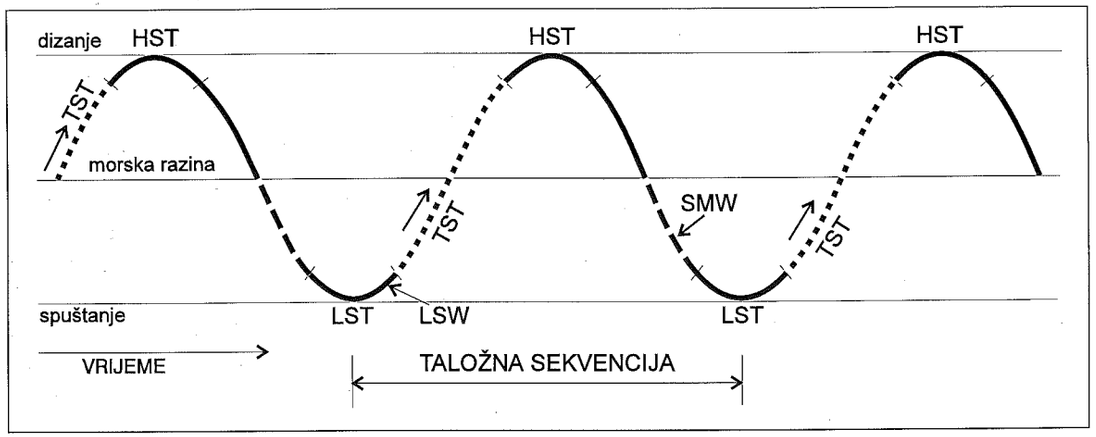
Slika 12-14 Ciklusi pokrupnjavanja, podebljavanja i oplićavanja naviše u gornjojurskim vapnencima zapadne Istre (djelomice dopunjeno prema Tišljar & Velić, 1987). Svaki pojedini ciklus je posljedica migracije ooidnog i bioklastičnog detritusa, porasta energije vode i obroka taloženja, a cijela taložna sekvencija općeg trenda relativnog snižavanja morske razine, porasta energije vode i postupnog donosa sve većih i većih količina, ali i dimenzija, bioklastičnog detritusa: član A = vrlo plitki niskoenergijski potplimni okoliš (*shallow subtidal*) u koji se pri snažnim plimama i jakim valovima naplavljuje ooidni (B) i/ili bioklastični (C) detritus; član B = visokoenergijski plićak s dominacijom snažnih plimnih struja, naplavljivanjem ooidnoga pijeska i stvaranjem ooidnog plimnog pruda; član C = visokoenergijski plićak sa stalnom djelatnošću valova (vjerojatno olujnih), tj. plićak tipa prednjega žala (*foreshore*) s brzom akumulacijom velikih količina krupnozrnastog biodetritusa (kortoidi hidrozoja, stromatoporoida i pojedinačnih koraljnih gruda) i migracijom tako nastalih prudova. Cijeli slijed završava dugotrajnom emerzijom.

- nisku razinu (*lowstand*),
- poplavljivanje ili transgresiju,
- visoku razinu (*highstand*),
- povlačenje vode (pad razine) ili regresiju, i
- ponovno nisku razinu (*lowstand*).

Svaka taložna sekvencija nastala tijekom jednog takvog potpunog ciklusa relativnih promjena morske razine sastoji se od sistemskih traktova (*system tract* - Posamentier et al., 1988; Posamentier & Vail, 1988). **Sistemski trakt** *je skupina povezanih istodobnih taložnih sustava* (Brown, 1969). Svaki je pojedini sistemski trakt ograničen fizičkom površinom koja djelomice predstavlja diskontinuitet koji obilježava granicu sličnog seta akomodacijskih oblika sedimentnih tijela (Vail et al., 1991). Taložni sustavi unutar svakog sistemskog trakta povezani su promjenama facijesa. Ukupno postoje četiri sistemska trakta karakteristična za pojedine faze relativnih promjena morske razine (sl. 12-15):

- **sistemski trakt niske razine - LST** (*lowstand system tract*),
- **sistemski trakt poplavljivanja** ili **transgresije - TST** (*transgressive system tract*),
- **sistemski trakt visoke razine - HST** (*highstand system tract*), te
- **sistemski trakt klina šelfnoga ruba - SMW** (*shelf-margin wedge*), koji u obliku klina nastaje na rubu ili gornjem dijelu padine šelfa ili platforme akumulacijom krupnozrnastog detritusa pri niskom stanju morske razine, zbog kojega je gornji, plići dio šelfa ili platforme izronio iznad morske razine i izložen je eroziji, a na taj način nastali detritus je taložen na rubnim dijelovima šelfa ili karbonatne platforme (sl. 12-16B).

U svakome od navedenih sistemskih traktova talože se točno određeni sedimenti, tako da se taložne sekvencije nerijetko odlikuju određenom i prepoznatljivom unutarnjom organizacijom - slijedom sedimenata grupiranih u cikluse ili parasekvencije decimetarsko-metarskih debljina. U



Slika 12-15 Shematski prikaz "krivulje relativnih promjena morske razine" od njezinog najnižeg, preko najvišeg pa do ponovno najnižeg stanja kojim je definirana taložna sekvencija sa sistemskim traktovima (modificirano prema Tucker, 1993): **LST** (*lowstand system tract*) = sistemski trakt niske razine; **TST** (*transgressive system tract*) = sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije; **HST** (*highstand system tract*) = sistemski trakt visoke razine; **SMW** (*shelf-margin wedge*) = sistemski trakt klina šelfnoga ruba koji nastaje na rubu ili gornjem dijelu padine šelfa ili platforme akumulacijom krupnozrnastog detritusa pri niskom stanju morske razine.

engleskoj terminologiji takva je unutarnja organizacija slijeda sedimenata u taložnoj sekvenciji obuhvaćena terminom *sequence stacking pattern*, što bi se u hrvatskom prijevodu moglo slobodnije prevesti kao **unutarnje ustrojstvo sekvencije** (odjeljak 12.3).

Ciklusi ili parasekvencije su kod platformnih karbonatnih sedimenata, dakle, osnovni gradbeni elementi pojedinih **sistemskih traktova**, pri čemu je taloženje u jednom sustavu strogo određeno trajanjem vremenskoga intervala s obzirom na stanje morske razine unutar krivulje relativnih promjena morske razine (sl. 12-15). O unutarnjoj građi parasekvencija ili ciklusa više je bilo govora u odjeljku 12.1, a o vertikalnoj sukcesiji parasekvencija glede promjena njihove unutarnje građe i organizacije, odnosno o unutarnjem ustrojstvu taložnih sekvencija, podrobnije se govori u odjeljku 12.3.

12.2.2. Tipovi taložnih sekvencija i sekvencijskih granica

Ovisno o mjestu, načinu i uvjetima taloženja karbonatnih taložnih sekvencija u svezi sa stanjem morske razine postoje dva tipa sekvencija s karakterističnim granicama između pojedinih sekvencija (Sarg, 1988).

Sekvencija tipa 1 nastaje pri naglom snižavanju morske razine koje je znatno nadmašilo obroke subsidencije karbonatne platforme, pa je tijekom niskoga stanja morske razine dio platforme iza njezina ruba izronio iznad morske razine, kako je to shematski prikazano na sl. 12-16B. Dakle, morska se razina spustila toliko da je cijela platforma, osim padine, okopnjela. Pri tome su veće ili manje površine unutarnjega dijela platforme izložene okršavanju, a u pojedinim se dijelovima stvaraju saline ili *sabkhe* s ranodijagenetskom dolomitizacijom sa ili bez evaporita, ovisno o tome je li klima aridna ili humidna.

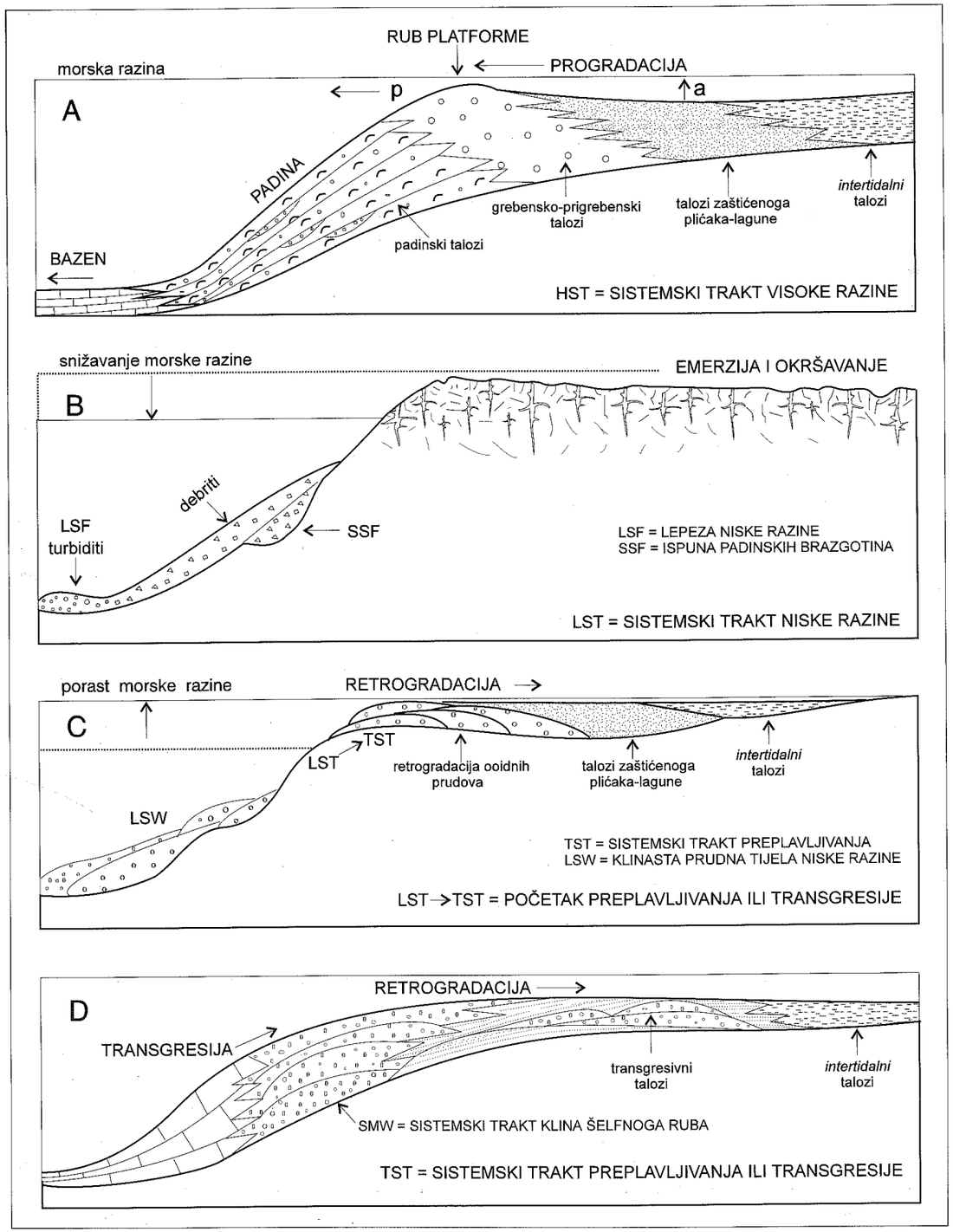
Ako je klima aridna (suha) u hiperslanim lagunama, salinama i povremenim slanim jezerima zaostalim na unutarnjem dijelu platforme, koja se povremeno dopunjavaju morskom vodom pri visokim plimama i olujnim valovima, stvarati će se ranodijagenetski dolomiti i evaporiti u obliku *sabkha* ciklusa (vidi poglavlje 9.1).

U područjima s manje aridnom klimom nastati će uglavnom samo ranodijagenetski dolomiti (vidi odjeljak 6.2.1), a ako je klima humidna (vlažna) stvarati će se laminirane kalkrete ili dijagenetske tvorevine tipične za dijagenezu u meteorskoj zoni, kao i vadozne tvorevine u vadoznoj zoni. U miješanoj zoni morske i slatke vode, koja usporedno sa spuštanjem morske razine postupno migrira od unutarnjeg prema vanjskom rubu platforme (vidi poglavlje 6.2), zbivati će se intenzivna dolomitizacija vapnenačkih taloga.

S obzirom da je na obrubljenom karbonatnom šelfu (sl. 12-1A) dubina na rubu i iza njega uglavnom manja od 10 m, već i najmanje relativno spuštanje morske razine dovodi do izronjavanja, pa će tako nastati "sekvencijska granica tipa 1", tj. pri ponovnom će preplavljivanju početi taloženje sedimenata - stvaranje nove sekvencije - koja prekriva takvu erozijsko-emerzijsku granicu između sekvencija.

Sekvencijska granica tipa 1 mora biti erozijska i nužno podrazumijeva izvjestan hijatus, prekid taloženja ili emerziju (Tucker, 1993).

Na padini platforme ili šelfa ispod morske se razine taloži krupnozrnasti karbonatni detritus, a još niže niz padinu uglavnom karbonatni detritus pješčanih dimenzija, tzv. alodapski pijesci (LSF na sl. 12-16B). To su sedimenti nastali erozijom ruba i čela padine platforme ili šelfa koji se talože ispod morske razine u obliku pokrova ili turbiditne lepeze i označavaju se kao **lepeze niske razine** (LSF = *lowstand fan*). Osim toga, takav se detritus može taložiti i u podnožju padine u obliku **taloga podnožja padine** (*toe-of-slope deposits*) ili pak može ispunjavati samo **erozijske brazgotine** (ožiljke) i kanjone na čelu padine (*erosional scars*) i na taj način stvarati tijela u obliku **ispuna**



padinskih brazgotina (SSF = *slope scar fills*). Tijekom niskoga stanja morske razine, kad na platformi nastaje **sistemski trakt niske razine** (LST), na padini akumulacijom krupnozrnastog detritusa može nastati i sedimentno tijelo klinastoga oblika, tj. **sistemski trakt klina šelfnoga ruba** (SMW = *shelf-margin wedge*), kako je to shematski prikazano na sl 12-16B. Pri novom porastu morske razine, kojom nastaje **sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije** (TST) (sl. 12-16C), preko erodirane ili eroziji i meteorskoj i/ili vadoznoj dijagenezi tijekom niskoga stanja morske razine izložene površine karbonatnih stijena započinje taloženje transgresivnih taloga. Ovakvo transgresivno prekrivanje izronjenih dijelova karbonatne platforme marinskim talozima zbog porasta morske razine poznato je kao **sustav transgresivnog prekrivanja** (*onlapping transgressive system*).

Sekvencija tipa 2 nastaje u slučaju kad su obroci snižavanja morske razine manji od subsidencije karbonatne platforme ili šelfa, tako da se obalna crta pomiče prema rubu platforme ili šelfa, ali ne i preko **zone prekida** (*break zone*). Na taj su način vanjski dijelovi platforme ili šelfa, od zone prekida preko ruba i padine, pod morem, a unutarnji dijelovi, tj. svi dijelovi od zone prekida prema unutrašnjosti platforme ili šelfa, izloženi su oplićavanju i izronjavanju . U takvim uvjetima dio platforme ili šelfa od zone prekida prema otvorenom moru neće biti izložen emerziji, eroziji, meteorskoj ili vadoznoj dijagenezi, jer se stalno nalazi pod morem i na njega će se pri novom porastu morske razine taložiti nova sekvencija čija donja granica neće biti erozijska. To je **sekvencija tipa 2** i **sekvencijska granica tipa 2**.

Tijekom niske morske razine može nastati **sistemski trakt klina šelfnoga ruba** (SMW = *shelf margin wedge*), koji će pri idućem porastu morske razine biti prekriven **sistemskim traktom preplavljivanja ili transgresije** (TST). Pri porastu morske razine klinasto sedimentno tijelo šelfnoga ruba, obično sastavljeno od grejnstonskih parasekvencija, **retrogradira**, tj. postupno se usporedno s transgresijom sve više pomiče prema zoni prekida na platformi ili šelfu, odnosno putuje od padine i ruba prema središtu platforme (sl. 12-16C).

U slučajevima blagoga nagiba padine, kakav je primjerice karakterističan za karbonatne rampe (vidi sl. 12-1), bolje se razvijaju **klinasta prudna tijela niske razine** (LSW = *lowstand wedge*) i **klinasta tijela šelfnoga ruba** (SMW = *shelf-mar-*

Slika 12-16 Shematizirani prikazi taložnih sustava na karbonatnom šelfu ili platformi s obzirom na relativne promjene morske razine (djelomice dopunjeno prema Sarg, 1988). **A** = Sistemski trakt visoke razine (HST) odlikuje se agradacijskim taloženjem (**a**) na unutarnjem dijelu i progradacijskim taloženjem (**p**) na rubu platforme ili šelfa. **B** = Sistemski trakt niske razine (LST) uspostavlja se ako je relativno snižavanje morske razine bitno veće od obroka tonjenja: rub platforme ili šelfa i njihov unutarnji dio nalaze se u emerziji, na padini se talože debriti u obliku ispuna padinskih brazgotina (SSF), a pri dnu padine i dalje od nje karbonatni turbiditi ili alodapski vapnenci - lepeza niske razine (LSF). Pri ovome sustavu nastaje sekvencija tipa 1 sa sekvencijskom granicom tipa 1 (= emerzija + erozija + okršavanje). **C** = Prijelaz između sistemskoga trakta niske razine i sistemskoga trakta preplavljivanja ili transgresije (LST-TST) obilježen je početkom preplavljivanja ili transgresije. Tijekom niske razine mora na padini se taloži krupnozrnasti detritus u obliku klinastog prudnog tijela niske razine (LSW), a tijekom preplavljivanja (transgresije) taloženje dobiva značajke retrogradacije (r) uz nastajanje sekvencija produbljavanja naviše (npr. pješčani prudovi se talože preko i iznad lagunskih i/ili *peritidalnih* taloga, odnosno preko facijesa zaštićenih plićaka i facijesa plimne zone). **D** = Sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije (TST) uspostavlja se zbog stalnog dizanja morske razine koja je preko ruba šelfa ili platforme preplavila njihov unutarnji dio. Taloženje ima obilježja retrogradacije, taloži se sekvencija tipa 2, a preko taloga sistemskog trakta klina šelfnoga ruba (SMW) talože se sedimenti s pučinskim (pelagičnim) značajkama. Za sekvenciju tipa 2 karakteristična je sekvencijska granica tipa 2.

gin wedge). U slučajevima strmih rubova platforma, primjerice kod platforma tipa obrubljenoga šelfa, izoliranih i epikontinentalnih platforma (vidi sl. 12-1), nastaju **lepeze niske razine (LSF** = *lowstand fans*), odnosno **turbiditne lepeze** ili **lepeze alodapskih vapnenaca** (Tucker & Wright, 1990; vidi odjeljak 14.2.2.2 i sl. 12-16B).

Sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije (TST) se kod sekvencijske granice tipa 2 od sistemskoga trakta visoke razine (HST) odvaja **površinom maksimalnoga preplavljivanja** (mfs = *maximum flooding surface*), a klinasto prudno tijelo niske razine (LSW) se od sistemskoga trakta preplavljivanja ili transgresije (TST) odvaja po **transgresivnoj površini** (TS = *transgressive surface*).

12.2.3 Vrste ciklusa s obzirom na trajanje i mehanizme njihova taloženja

Ciklusi dizanja i spuštanja morske razine (sl. 12-15) su, s obzirom na vrijeme trajanja pojedinog ciklusa u krivulji relativnih promjena morske razine, podijeljeni u pet redova unutar vremenskih intervala od tisuću godina do više od stotinu milijuna godina (Vail et al., 1977; Haq et al., 1987; Van Wagoneer et al., 1988; Vail et al., 1991), pri čemu su u zagradama prikazane prosječne vrijednosti trajanja pojedinih ciklusa prema Einseleu (1992):

- **ciklusi prvoga reda** >100 miljuna godina (**>50 milijuna god.**),
- **ciklusi drugoga reda** od 10 do 100 milijuna godina (**3-50 milijuna god.**),
- **ciklusi trećega reda** od 1 do 10 milijuna godina (**0,5-3 milijuna god.**),
- **ciklusi četvrtoga reda** od 100 tisuća do 1 milijuna godina (**0,1-0,5 milijuna god.**), i
- **ciklusi petoga reda** od 10 do 100 tisuća godina (**0,02-0,1 milijuna god.**).

Mehanizmi koji uzrokuju takve cikličke promjene relativne morske razine nisu jednoznačno objašnjeni i predmet su stalnih znanstvenih rasprava. Općenito se smatra:

- **ciklusi prvoga reda** mogli bi biti vezani uz tektono-eustatičke mehanizme (promjene stanja morske razine određene promjenama volumena oceanskog i morskog prostora uzrokovanim tektonikom ploča),
- **ciklusi drugoga reda** predstavljaju pojedinačne stupnjeve evolucije taložnoga prostora i mogli bi biti uvjetovani subsidencijom pasivnih rubova,
- **ciklusi trećega reda** temelj su seizmičke i sekvencijalne stratigrafije jer su dobro vidljivi na seizmičkim snimkama. Nema jednoznačnog tumačenja njihova podrijetla: dok ih jedni smatraju posljedicom glacijalno-eustatičkih promjena (Vail et al., 1991; Haq et al., 1987), drugi ih objašnjavaju mehanizmima riftinga, ekstenzijom i termalnom subsidencijom (Cloetingh et al., 1985; Hubbard, 1988; Einsele, 1992),
- **ciklusi četvrtoga i petoga reda** predstavljaju pojedinačne slijedove oplićavanja naviše u gotovo svim plitkomorskim platformnim karbonatima, a objašnjavaju se glacijalnom eustatikom, tj. promjenama volumena leda i vode u glacijalnim područjima Zemlje pri periodičkim jačim i slabijim otapanjima polarnoga leda zbog migracije Zemljinih polova (tzv. Milankovićevi ciklusi). Danas prevladava mišljenje da takvi ciklusi ipak često nastaju alocikličnom sedimentacijom, posebice u geološkim razdobljima kada su polarna područja bila bez debljeg ledenog pokrivača (Einsele, 1992; Tucker, 1993; Satterley, 1996).

Cikličko taloženje karbonatnih stijena, poglavito platformnih karbonata, najčešće je vezano za cikluse dizanja i spuštanja morske razine trećega reda (1-10 ili prosječno 0,5-3 milijuna godina), četvrtoga reda (0,1-1 ili prosječno 0,1-0,5 milijuna godina) i petoga reda (10-100 tisuća godina ili prosječno 20 do 100 tisuća godina), dok se ciklusi prvoga (>100 milijuna godina) i drugoga reda

(10-100 milijuna godina) zbog velikih debljina taložnih sekvencija, odnosno megasekvencija, teže uočavaju (vidi odjeljak 12.1.1).

Pri istraživanjima platformnih karbonata izuzetno je važno, radi korelacije uvjeta i okoliša taloženja užega i širega taložnoga prostora, kao i razlučivanja utjecaja globalnih od lokalnih sedimentacijskih i tektonskih uvjeta na karbonatnoj platformi, uočavanje, izdvajanje i razlikovanje ciklusa trećega od ciklusa četvrtoga i petoga reda, te podrobna analiza unutarnjeg ustrojstva sekvencija, o čemu će više govora biti u odjeljku 12.3.

Ciklusima trećega reda dizanja i spuštanja morske razine nastaju karbonatne sekvencije većih debljina, u pravilu između 50 i 200 m, koje su obično sastavljene od više parasekvencija ili ciklusa oplićavanja naviše koji pripadaju ciklusima četvrtoga i petoga reda (Tucker, 1993).

Ciklusima dizanja i spuštanja morske razine četvrtoga do petoga reda talože se parasekvencije ili ciklusi oplićavanja naviše s debljinama metarskih i decimetarskih do decimetarsko-centimetarskih dimenzija (vidi odjeljak 12.1.1). Ciklusi četvrtoga reda su dijelom nastajali kao rezultat djelovanja orbitalnih sila, tj. astronomske regulacije dizanja i spuštanja morske razine periodičkim jačim i slabijim otapanjem polarnoga leda zbog migracije Zemljinih polova - tzv. **Milankovićevim ciklusima** (Haq et al., 1987; Van Wagoneer et al., 1988; Tucker & Wright, 1990; Vail et al., 1991; Einsele, 1992). Danas, međutim, prevladava mišljenje da Milankovićevi ciklusi nisu mogli nastajati u svim geološkim razdobljima, posebice ne onima s toplijom klimom (= "*greenhouse model*" - Grotzinger, 1986; Veevers, 1990; Satterley, 1996). Astronomske regulacije dizanja i spuštanja morske razine pri periodičkim jačim i slabijim otapanjima polarnoga leda zbog migracije Zemljinih polova povezane su, osim migracije polova, i s količinom leda na polovima te promjenama klime. Smatra se da su tijekom pleistocena ritmičke glacio-eustatičke oscilacije morske razine svjetskih mora imale amplitude i preko 100 m, ali tijekom drugih geoloških razdoblja amplitude im uglavnom nisu bile veće od 10 m (Grotzinger, 1986). U povijesti Zemlje bilo je vrlo malo geoloških razdoblja s tako visokim oscilacijama morske razine uzrokovanim naizmjeničnim otapanjima i stvaranjima ledenih pokrova svakih deset do sto tisuća godina. Takva "ledena razdoblja" ("*ice-house*"), u kojima su postojali vrlo debeli ledeni pokrivači čijim je otapanjem mogla izrazito porasti morska razina, utvrđena su samo za razdoblja mlađi ordovicij-stariji silur i mlađi karbon-stariji perm (Veevers, 1990). Sva druga razdoblja fanerozoika bila su bez debelih ledenih pokrova. Zbog toga se ciklusi četvrtoga i petoga reda u mezozojskim karbonatima ne mogu uvijek objašnjavati samo Milankovićevim ciklusima otapanja leda, jer su mogli biti uzrokovani i različitim drugim procesima (vidi poglavlje 12.1).

12.2.4. Transgresivne i regresivne sekvencije i megasekvencije

Prema Sargu (1988) karbonatne sekvencije velike debljine sastavljene od više desetaka ili stotina parasekvencija ili ciklusa četvrtoga do petoga reda uglavnom su taložene u sistemskom traktu visoke razine (HST) i u sistemskom traktu preplavljivanja ili transgresije (TST) (sl. 12-16C, D).

Zbog posljedica djelovanja globalnih događaja na sedimentacijski prostor i njegove opće evolucije - kao što su primjerice oscilacije razine svjetskih mora, veća brzina tonjenja platforme od brzine akumulacije sedimenata ili obratno - kao i vertikalnih tektonskih pokreta pojedinih blokova, platformni karbonatni sedimenti mogu biti taloženi u transgresivnim, odnosno regresivnim ciklusima. Takvi se ciklusi, ukoliko imaju velike debljine, obično nazivaju **megaciklusi** ili **megasekvencije**, odnosno oni taloženi pri poplavljivanju ili transgresiji **transgresivne sekvencije**, a oni taloženi pri povlačenju vode ili relativnom snižavanju morske razine **regresivne sekvencije**. Dobri primjeri transgresivno-regresivnih megasekvencija na Jadranskoj karbonatnoj platformi su

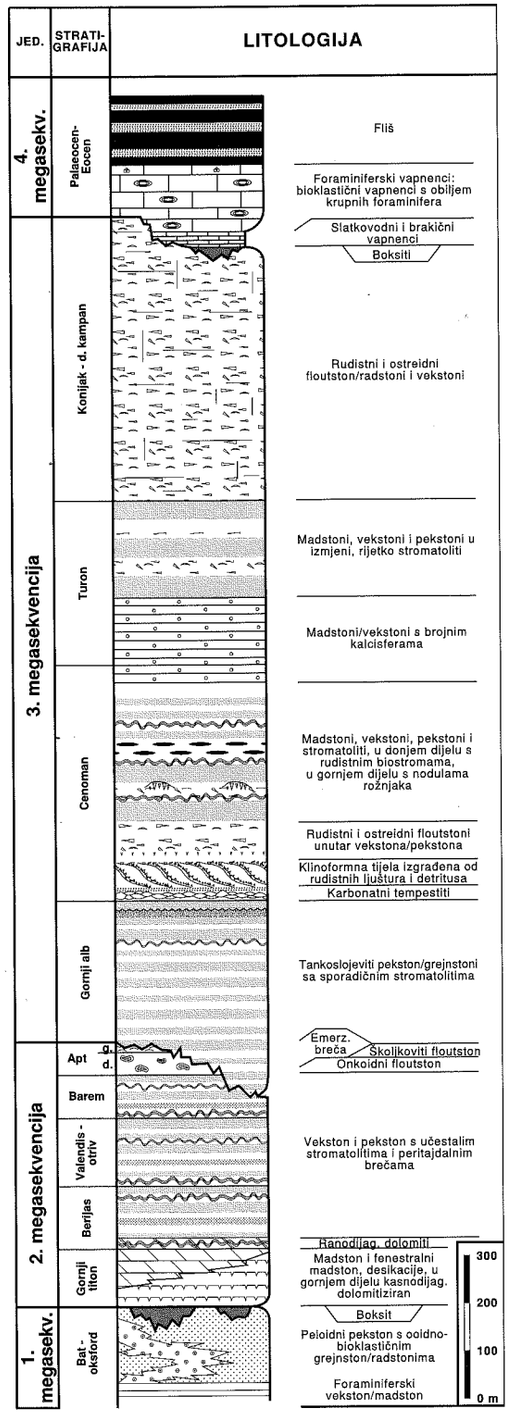
megasekvencije izdvojene u Istri koje se odlikuju jasnim emerzijskim granicama (Velić et al., 1995; Tišljar et al., 1998; sl. 12-17):

- prva megasekvencija završava kimeridž-donjotitonskom emerzijom,
- druga megasekvencija započinje gornjotitonskom oscilirajućom transgresijom, a završava općom aptskom emerzijom, dok
- treća megasekvencija započinje gornjoalbskom transgresijom, a završava emerzijom koja je u različitim područjima Istre započela u različito vrijeme pri kraju krede.

Transgresivna sekvencija se odlikuje, odozdo naviše, redanjem slojeva ili paketa slojeva vapnenaca koji pokazuju utjecaj sve dubljeg i/ili otvorenijeg mora, tj. redanje slojeva koji su taloženi u postupno sve dubljim i/ili sve otvorenijim marinskim okolišima. Kao primjer može se navesti slijed koji bi obuhvaćao stromatolite plimne zone - peletno-skeletne vapnence plitkoga *subtidala* - onkolite zaštićenoga plićaka - biomikritne (oligosteginske) vapnence otvorenih plićaka s utjecajem planktonskih ili pučinskih (pelagičnih) organizama.

Transgresivne sekvencije (megasekvencije) opisane su primjerice u malmu Gorskoga kotara (Velić et al., 1994), gornjem titonu zapadne Istre (Velić & Tišljar, 1988; Tišljar et al., 1995), gornjem cenomanu i donjem turonu južne Istre (Gušić & Jelaska, 1993; Vlahović et al., 1994), te donjem turonu i kampanu otoka Brača (Gušić & Jelaska, 1990).

Regresivna sekvencija je obilježena redanjem, odozdo naviše, slojeva ili paketa slojeva karbonatnih sedimenata koji pokazuju jasni utje-



Slika 12-17 Pregledni geološki stup gornjojurskih, krednih i paleogenskih sedimenata južne Istre s četiri izdvojene megasekvencije (iz Tišljar et al., 1998).

caj oplićavanja. Kao primjer mogu poslužiti sljedovi od vapnenaca zaštićenog plićaka - biomikrita/pelmikrita plitkoga *subtidala* - fenestralnih pelmikrita donjega dijela plimne zone do LLH stromatolita plimne ravnice s pukotinama isušivanja i/ili desikacijskim brečama, odnosno od biomikrita plitkoga *subtidala* - fenestralnih pelmikrita donjega dijela plimne zone - vapnenaca s vadoznim tvorevinama do emerzija s pradavnim okršavanjem ili emerzijskim brečama.

Kao dobri primjeri za ilustraciju regresivnih sekvencija (megasekvencija) mogu poslužiti vapnenci oksford-kimeridža s regresivnim brečama i boksitima (sl. 12-14) u zapadnoj Istri (Velić & Tišljar, 1988; Velić et al., 1995), barema i apta Istre s općom emerzijom u aptu (sl. 12-17) i malma Biokova (sl. 7-8) s emerzijom u srednjem malmu (Tišljar et al., 1989).

12.3. Unutarnje ustrojstvo karbonatnih sekvencija i sekvencijalna stratigrafija

Grana stratigrafije koja se bavi lokalnom, regionalnom i međuregionalnom korelacijom stijena razvrstanih u taložne sekvencije s izdvajanjem i interpretacijom unutarnjeg ustrojstva takvih sekvencija s obzirom na cikluse relativnih promjena morske razine naziva se **sekvencijalna stratigrafija**. Ta je grana stratigrafije najuže povezana sa sedimentologijom.

Budući da su principi sekvencijalne stratigrafije primarno bili razrađeni na taložnim sustavima sa siliciklastičnom sedimentacijom, pri primjeni na karbonatne taložne sustave nužno je pozorno razmotriti temeljne razlike tih dvaju sustava, posebice stoga što je taloženje karbonata prvenstveno posljedica postanka *in situ*, a ne taloženja nakon dugačkoga i/ili dugotrajnoga prijenosa. Promjene morske razine mogu zbog toga rezultirati sasvim oprečnim stijenskim zapisom od onoga u siliciklastičnim sedimentima (Schlager et al., 1994). Temeljne razlike između karbonatnih i siliciklastičnih taložnih sustava mogu se svesti na slijedeće (Emery et al., 1996):

- Obroci taloženja karbonata najobilniji su na zaravnjenim plitkim unutarnjim dijelovima karbonatnih platforma i obično nadmašuju procese stvaranja akomodacijskoga prostora, kako je to najčešće slučaj pri visokom stanju morske razine. Suvišak taloga se pri tomu može prenositi u susjedni taložni prostor, pa se prijenos materijala prema bazenu događa pri visokom položaju morske razine (tzv. *highstand shedding*), što je inače za siliciklastični taložni sustav značajka za razdoblja niske razine mora (*lowstand shedding*).
- Karbonatne platforme su zbog karakterističnoga taloženja blizu ili na sâmoj morskoj razini izvrstan pokazatelj relativnih promjena morske razine, a često su i izložene subaerskim uvjetima zbog izronjavanja. Analiza unutarnjega ustrojstva slijedova sastavljenih od ciklusa oplićavanja naviše omogućava dobru sekvencijalno-stratigrafsku interpretaciju.
- Tvorba organogenih karbonata može pratiti porast morske razine izuzevši vrlo velike poremećaje taložnih uvjeta čije je uzroke obično teško ili nemoguće sa sigurnošću odrediti jer su nastali iz više mogućih razloga, poput promjena intenziteta svjetla, saliniteta, sadržaja kisika, količine nutrijenata, nagloga unosa siliciklastičnoga materijala i sl.
- Organogeni karbonatni sustavi mogu tvoriti znatno veće agradacijske rubove od siliciklastičnih sustava, osobito tijekom relativnoga porasta morske razine - transgresije, pa je povlačenje facijesnih pojasa (*backstepping*) znatno rjeđe negoli kod siliciklastičnih sustava.
- Nekonformiteti preplavljivanja (*drowning unconformities*) karbonatnih sustava mogu imati slične geometrijske značajke kao sekvencijske

granice, što znatno otežava njihovu odredbu, posebice pri interpretaciji seizmičkih snimaka.

- Promjene nagiba karbonatnih taloga na karbonatnim padinama mogu na sezmičkim snimkama biti jako slične sa sekvencijskim granicama i stoga krivo interpretirane.
- Relativno snižavanje morske razine obično rezultira izronjavanjem značajnoga dijela platforme, posebice platformnoga ruba i *peritidala* s prostranim plimnim ravnicama, ali će, za razliku od siliciklastičnih sustava, zbog prevladavanja kemijskoga nad fizikalnim trošenjem, na podmorsku padinu i u bazen biti donešena samo mala količina karbonatnoga detritusa.
- Posljedice i izronjavanja i emerzije dijela karbonatne platforme jako su ovisne o klimi: tijekom razdoblja s humidnom klimom dolazi do otapanja i reprecipitacije značajnoga dijela karbonata uz tvorbu krških oblika, a u uvjetima aridne klime dijagenetski procesi imaju slabiji intenzitet, ali je moguće izlučivanje evaporita.

Većina karbonatnih taložnih sekvencija sastoji se od više desetaka ili stotina parasekvencija ili ciklusa nastalih pri relativnom dizanju ili spuštanju morske razine s trajanjima reda veličine od 10 do 100 tisuća godina, tj. ciklusima ili parasekvencijama četvrtoga i petoga reda. Unutar jedne taložne sekvencije, vertikalni slijed parasekvencija ili ciklusa može pokazivati određenu zakonomjernost redanja poznatu pod imenom *sequence stacking pattern*, odnosno **unutarnje ustrojstvo sekvencije**. Ta zakonomjernost redanja parasekvencija, njihovo slaganje unutar sekvencije - unutarnje ustrojstvo sekvencije - ogleda se u promjenama tipova parasekvencija (ciklusi ili parasekvencije oplićavanja naviše, produbljavanja naviše, positnjavanja naviše ili pokrupnjavanja naviše - vidi poglavlje 12.1), kao i u promjenama debljina parasekvencija i promjenama međusobnih odnosa debljina pojedinih članova parasekvencija ili ciklusa u vertikalnom slijedu ciklički taloženih stijena jedne sekvencije. Naime, parasekvencije ili ciklusi mogu u vertikalnom slijedu imati podjednake debljine ili im se debljine povećavaju naviše (**sekvencija podebljavanja naviše**), odnosno smanjuju naviše (**sekvencija stanjivanja naviše**) kako to shematski prikazuje sl. 12-18.

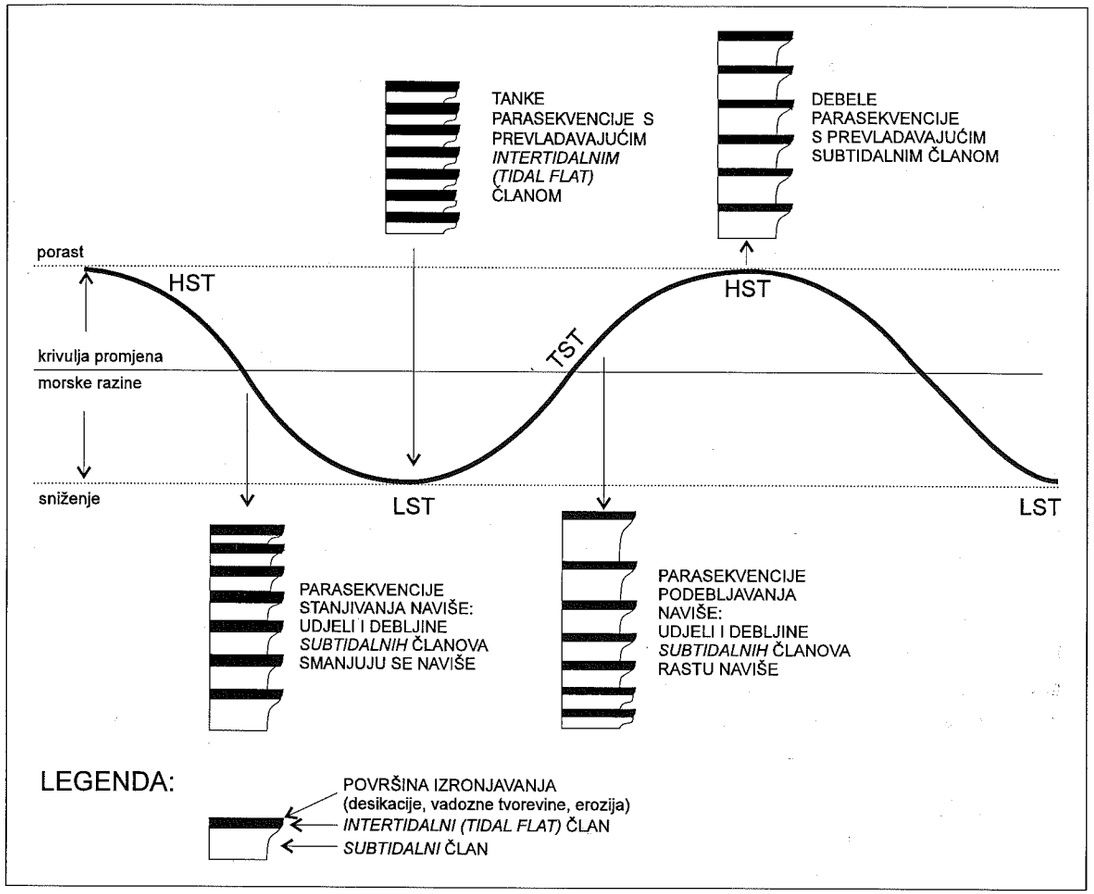
Svaki pojedini ciklus ili parasekvencija oplićavanja naviše sastoji se obično od dva ili tri člana. U vertikalnom slijedu jedne sekvencije debljine pojedinih članova mogu se manje ili više postupno ili naglo mijenjati ovisno o trajanju uvjeta taloženja svakoga člana (sl. 12-18).

Prvi član parasekvencije ili ciklusa oplićavanja naviše taložen je u potplimnoj zoni ili *subtidalu*, drugi član u plimnoj zoni ili *intertidalu* ili na plimnoj ravnici (*tidal flat*), a ciklus obično završava desikacijskim pukotinama, erozijskom površinom ili horizontom izronjavanja sa ili bez vadoznih dijagenetskih tvorevina (vidi sl. 12-2 do 12-6, 12-9 i 12-10). Treći član može nastati i naplavljivanjem detritusa na plimnu ili natplimnu zonu olujnim plimama, pa predstavlja talog olujnih plima (*storm tide deposit*) koji se odlikuje erozijskom površinom i dijagenezom tipičnom za subaerske ili vadozne uvjete.

Unutarnje ustrojstvo taložne sekvencije određeno je promjenama debljina parasekvencija ili njihovih pojedinih članova u vertikalnom slijedu većega broja parasekvencija ili ciklusa, ovisno o tome u kojoj su fazi krivulje relativnih promjena morske razine parasekvencije taložene, odnosno kojem sistemskom traktu one pripadaju (sl. 12-18).

Unutar potpunoga ciklusa krivulje relativnih promjena morske razine Tucker (1993) razlikuje slijedeće tipove slijedova parasekvencija ili ciklusa:

Parasekvencije s podebljavanjem subtidalnih članova naviše (*thickening-upward parasequences*) tvore takav vertikalni slijed u kojemu se općenito od parasekvencije do parasekvencije



Slika 12-18 Shematski prikaz unutarnjeg ustrojstva taložne sekvencije s obzirom na promjene debljina parasekvencija i/ili njihovih pojedinih članova u vertikalnom slijedu. Uočavanje prikazanih razlika unutarnjeg ustrojstva taložne sekvencije s obzirom na taloženje u LST, TST i HST sistemskim traktovima omogućava na nekom detaljno snimljenom geološkom stupu rekonstrukciju i interpretaciju taložnoga sustava istraživanih naslaga u sedimentološkom i sekvencijalno-stratigrafskome smislu.

postupno naviše povećava debljina prvog, tj. *subtidalnog* člana, a stagnira ili se smanjuje debljina drugoga, tj. *intertidalnoga* člana. Takav je vertikalni trend redanja parasekvencija, odnosno unutarnje ustrojstvo sekvencija (*stacking pattern*), karakterističan za taloženje u sistemskom traktu preplavljivanja ili transgresije (TST), kako je to shematski prikazano na sl. 12-18.

Parasekvencije sa stanjivanjem subtidalnih članova naviše (*thinning-upward parasequences*) odlikuju se vertikalnim slijedom - unutarnjim ustrojstvom sekvencije - u kojemu se od parasekvencije do parasekvencije općenito naviše postupno smanjuje debljina prvog - *subtidalnog* člana, a jednaka je ili se povećava debljina drugog - *intertidalnog* (i trećeg - vadoznog) člana. U takvome

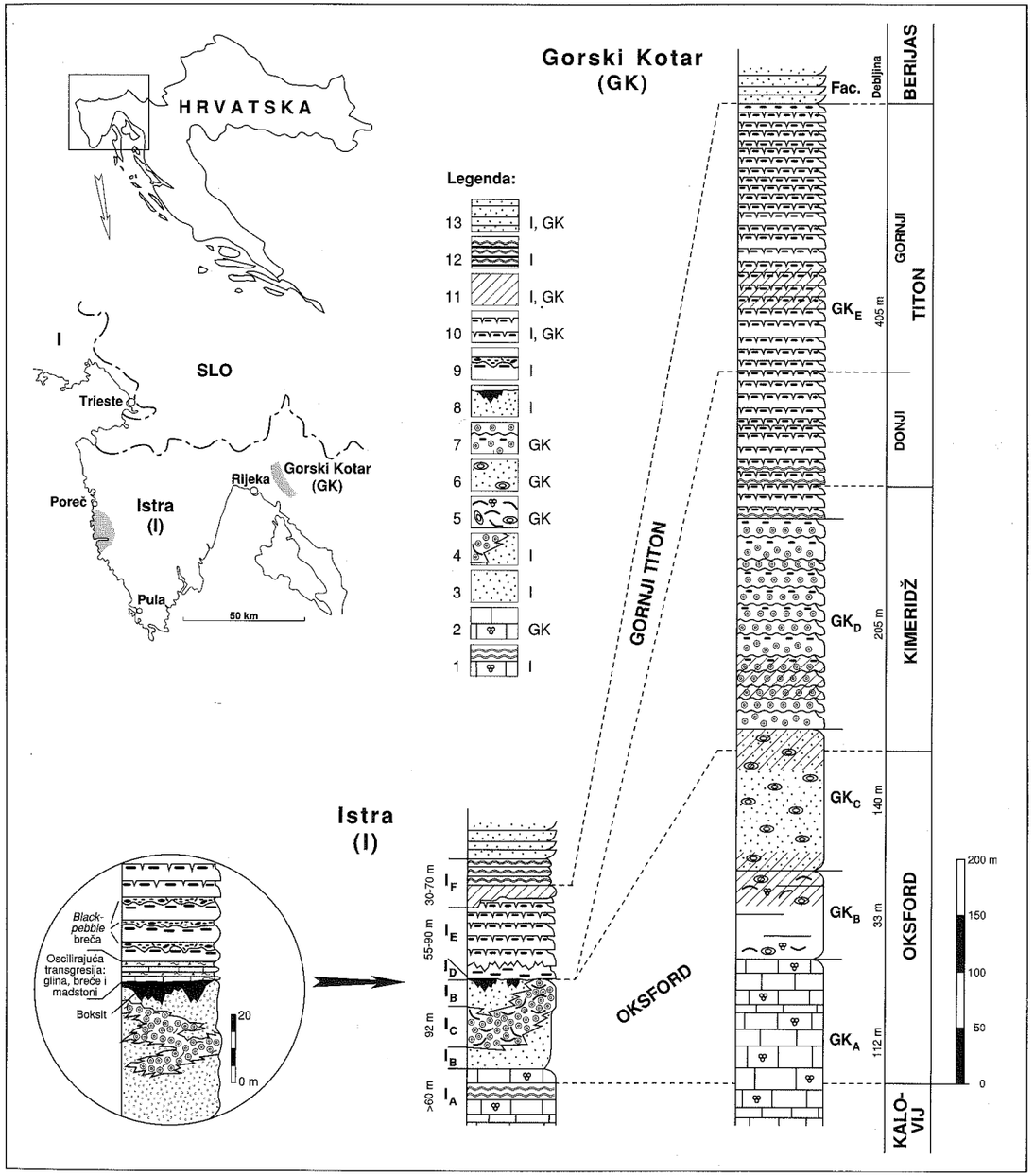
se trendu odozdo naviše, dakle, postupno smanjuje debljina *subtidalnog* člana, a povećava udio *intertidalnog* člana unutar parasekvencija. Takvo se unutarnje ustrojstvo sekvencije razvija krajem kasne faze visoke morske razine, u uvjetima u kojima je unutar krivulje relativnih promjena morske razine dosegnut njezin vrhunac, nakon čega započinje postupno snižavanje morske razine, te tijekom rane faze niske morske razine (sl. 12-18).

Debele parasekvencije s prevlašću *subtidalnih* članova (*thick subtidal-dominated parasequences*) se odlikuju debelim prvim *subtidalnim* i tankim drugim - *intertidalnim* članom. Karakteristične su za sistemski trakt visoke razine - HST (sl. 12-18).

Tanke parasekvencije s prevlašću *intertidalnih* i *tidal flat* članova (*thin tidal flat-dominated parasequences*) su karakterizirane malim debljinama i uglavnom dominacijom *tidal flat* članova, tj. taloženjem pretežito u međuplimnom okolišu (*intertidalu*) i na plimnoj ravnici (*tidal flat*), a manjim dijelom i u potplimnom (*subtidalnom*) okolišu. Karakteristične su za sistemski trakt niske razine (LST) (sl. 12-18).

Opažanje, izdvajanje i detaljno registriranje parasekvencija ili ciklusa oplićavanja naviše kao i debljine njihovih pojedinih članova na terenu, te uočavanje promjena unutarnjega ustrojstva detaljno istraživane taložne sekvencije, omogućuje pri sedimentološkim i sekvencijalno-stratigrafskim istraživanjima plitkomorskih platformnih karbonata jasno određivanje relativnih promjena stanja morske razine. To drugim riječima znači da je u detaljno snimljenom geološkom stupu moguće jasno postavljanje sistemskih traktova niske i visoke razine (LST i HST), kao i transgresivnog (TST) i regresivnog slijeda. Korelacijom tih parametara na dva ili više detaljno snimljenih stupova, odnosno dviju ili više taložnih sekvencija za naslage iste kronostratigrafske jedinice, dobivaju se pouzdani i vrlo važni podaci, ne samo o okolišima taloženja i facijesima, nego također i o tektonskoj i sedimentološkoj evoluciji karbonatne platforme ili platforma, kako je to, primjerice, prikazano i interpretirano na sl. 12-19.

Slika 12-19 Sekvencijalno-stratigrafska i sedimentološka korelacija gornjojurskih karbonatnih sedimenata Istre (I) i zapadnog dijela Gorskog kotara (GK) na temelju detaljno snimljenih geoloških stupova i izdvojenih facijesnih jedinica (iz Tišljar et al., 1994). Legenda: 1 = Dobroslojeviti foraminiferski vekstoni/madstoni: niskoenergijski *subtidal* ili laguna (gornji dio unutarnje karbonatne rampe). 2 = Debeloslojeviti foraminiferski vekstoni/madstoni: niskoenergijski *subtidal* (kosina ispod osnovice valova lijepa vremena = *offshore-transition zone*) formiran tijekom relativnog porasta morske razine (TST - rani HST). 3 = Debeloslojeviti i masivni sitnozrnasti peletni pekstoni/vekstoni: niskoenergijski *subtidal* (kasni HST). 4 = Debeloslojeviti ooidni grejnstoni i radstoni sastavljeni od bioklasta hidrozoja, stromatoporoida i koralja i bentosnih foraminifera: facijes plimnih prudova visoke energije (migracija tijekom kasnog HST). 5 = Izmjena srednje do debeloslojevitih onkoidnih bioklastičnih floutstona i radstona koji sadrže stromatoporoide i diceratidne školjkaše: visokoenergijski plićaci s prigrebenskim detritusom (progradacija vjerojatno tijekom kasnog HST-a). 6 = Izmjena madstona, peloidno-foraminiferskih vekstona i onkoidnih floutstona, u gornjem dijelu parasekvencije oplićavanja naviše: niskoenergijski *subtidal* ili *shoreface* (kasni HST - LST). 7 = Parasekvencije oplićavanja naviše: ooidni grejnston - peletni veksto s fenestralnom građom, vadoznim tvorevinama i erozijskom površinom: progradacija ooidnih prudova (i barijernih pijesaka?) preko niskoenergijskih *peritidalnih* taloga. 8 = Regresivni talozi: megabreče formirane tijekom niske razine mora, emerzijske breče i boksiti nastali tijekom dugotrajne emerzije (od kraja oksforda do mlađega titona). 9 = Parasekvencije oplićavanja naviše: *black-pebble* breča - madston - fenestralni madston s erozijskom gornjom slojnom površinom ili desikacijama: *peritidalni* ciklusi taloženi tijekom preplavljivanja ili transgresije. 10 = Parasekvencije stanjivanja naviše: algalni madston/veksto - laminirani veksto s fenestralnom građom i vadoznim tvorevinama i/ili pizoidni vapnenac s erozijskom površinom, obično pokriven krupnozrnastim (radston/floutston) talogom olujnih plima: *peritidal* s postupnim smanjivanjem trajanja i udjela *subtidalnog* okoliša (pretežito kasni HST - LST). 11 = Kasnodijagenetski dolomiti (dolomitizirane naslage facijesa 10). 12 = Parasekvencije oplićavanja naviše: kasnodijagenetski dolomitizirani *subtidalni/intertidalni* vapnenci - *supratidalni* ranodijagenetski dolomiti prekriveni fenestralnim stromatolitnim dolomitima s desikacijama, erozijskim površinama i/ili *supratidalnim* brečama: LST. 13 = Parasekvencije oplićavanja naviše: favreinski pekston/grejnston - peletni veksto i/ili stromatolit: TST - HST.



Ako na svim koreliranim geološkim stupovima dobivamo isti trend vertikalnih slijedova jasno je da su na tom dijelu karbonatne platforme prevladavali podjednaki uvjeti taloženja u pogledu obroka subsidencije i obroka taloženja, sinsedimentacijske tektonike i globalnih oscilacija morske razine.

Ako, međutim, postoje značajnije razlike u trendovima vertikalnih slijedova koreliranih detaljno snimljenih stupova u naslagama istih kronostratigrafskih jedinica, primjerice u jednom stupu prevladava sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije (TST), a u drugome u istodobnim naslagama sistemski trakt niske razine (LST), ili čak emerzija s klinastim tijelom šelfnoga ruba (SMW), to je očigledan dokaz različitih lokalnih utjecaja na taloženje (primjerice različiti iznosi sinsedimentacijske tektonike i sl.). Kao primjere za takva razmatranja, koja imaju značajni utjecaj na interpretaciju lokalnih, ali i regionalnih sedimentacijskih i geotektonskih odnosa na dijelovima naše karbonatne platforme, možemo uzeti korelacije unutarnjeg ustrojstva vertikalnih slijedova u malmskim karbonatima zapadnoga dijela Gorskoga kotara i zapadne Istre (Tišljar et al., 1994), u cenomanskim karbonatima sjeverne i južne Istre (Vlahović et al., 1994; Tišljar et al., 1998) i gornjokredno-paleogenskim naslagama u bušotinama srednjojadranskoga podmorja (Lučić, 1995).

Kako je to shematski prikazano na sl. 12-19, različiti trendovi LST, HST i TST sistemskih traktova u naslagama iste kronostratigrafske jedinice, kao i njihove izrazito različite debljine, ukazuju na različite uvjete taloženja izazvane različitim obrocima subsidencije i izdizanja, tj. različit intenzitet sinsedimentacijske tektonike u različitim dijelovima Jadranske karbonatne platforme.

13. Plitkomorski karbonatni platformni taložni sustav

Plitkomorski karbonatni platformni taložni sustav obuhvaća okoliše unutarnjega dijela karbonatne platforme i visokoenergijske okoliše i grebenski kompleks vanjskoga dijela karbonatne platforme, odnosno prema oceanografskoj klasifikaciji koju je dao Riedel (1963), prikazanoj na tablici 10-2, supralitoral (*supralittoral*), eulitoral (*eulittoral*) i sublitoral (*sublittoral*).

Unutarnji dio karbonatne platforme (*inner platform*) obuhvaća sve platformne plićake s pretežito niskom energijom od obalne crte pa sve do dubine od 50-200 m (= granica fotičke zone), odnosno sve do ruba platforme sa ili bez grebenskoga kompleksa.

Okoliši unutarnjega dijela platforme često u literaturi imaju vrlo različite nazive, koji ponegdje mogu biti sinonimi, posebice pri uporabi i shvaćanju termina "karbonatna platforma" i "karbonatni šelf". Tako, primjerice, mnogi autori za okoliše taloženja karbonatnih sedimenata umjesto naziva "unutarnji dio platforme" (*inner platform*) koriste naziv "unutarnji šelf" (*inner shelf*), "zaštićeni šelf" (*restricted shelf*) i "srednji šelf" (*middle shelf*), ili pak "zaštićeni marinski okoliši" (*restricted marine environments*). U svim se tim slučajevima obično podrazumijevaju plitkomorski okoliši s pretežito niskom energijom vode u širokom rasponu od obalne crte do dubine od 50-200 m (odnosno donje granice fotičke zone) i/ili vanjskoga dijela šelfa ili karbonatne platforme sa ili bez grebenskoga kompleksa. U ovoj su knjizi okoliši unutarnjega dijela karbonatne platforme prikazani u dvije cjeline: u jednu su cjelinu izdvojeni periplimni okoliši i plimne ravnice (poglavlje 13.2), a u drugu potplimni okoliši (poglavlje 13.3).

Periplimni ili ***peritidalni* okoliši** (*peritidal environments* - Folk, 1973) i **okoliš plimne ravnice** (*tidal flat environment* - Shinn, 1991) obuhvaćaju niskoenergijske okoliše na karbonatnim platformama u kojima se osjeća djelatnost struja plima i oseka (*peritidal* = područje oko plime i oseke - poglavlje 13.2), osim onih s prevlašću snažnih olujnih plima i valova na žalima ili plažama (poglavlje 13.4).

Potplimni okoliši unutarnjega dijela karbonatne platforme (poglavlje 13.3) obuhvaćaju plitkomorske subtajdalne okoliše s pretežito niskom energijom vode, tj. lagune i okoliše dubljega dijela potplimne zone (dubljega *subtidala*).

Okoliši vanjskoga dijela platforme, kod mnogih autora "vanjski šelf" (*outer shelf*) ili "okoliši otvorenoga mora" (*open marine environments*), obuhvaćaju visokoenergijske plićake grebenskoga kompleksa, ili, ako nema organogenih grebena, karbonatna pješčana tijela i pješčane barijere na rubu platforme ili šelfa (*shelf margin sand bodies*), kao i plićake na gornjem dijelu padine do dubine fotičke zone.

Bitna je značajka taloga vanjskoga dijela karbonatne platforme ili "vanjskoga šelfa" i gornjega dijela padine, izvan područja grebenskoga kompleksa (poglavlje 13.5) i visokoenergijskih plićaka s taloženjem karbonatnih pijesaka (poglavlje 13.4), prisutnost pučinskih ili planktonskih organizama u takvim talozima, odnosno taloženje "pelagičnih vapnenaca", kako je to podrobnije opisano u poglavlju 14.3.

Obalni okoliši - žali ili **plaže** odlikuju se, slično kao što je to slučaj i kod taložnoga sustava siliciklastičnih obala, visokom energijom vode (sl. 13-17), i taloženjem i migracijom velikih količina karbonatnih pijesaka u plićacima s jakim plimnim ili olujnim strujama i valovima (poglavlje 13.4).

Grebenski kompleks (*reef complex*) obuhvaća okoliše na koje izravni utjecaj imaju velike i

prema valovima otporne, topografski i reljefno izražene organogene grebenske tvorevine (poglavlje 13.5).

13.1. Značajke vapnenačkih taloga izronjenih u vadoznu ili subaersku zonu i stijena izloženih emerziji i pradavnom okršavanju

13.1.1. Strukturno-teksturne značajke karbonatnih taloga vadozne zone

U karbonatnim talozima koji su izronili iznad razine mora, i tako kraće ili duže vrijeme bili izloženi subaerskim uvjetima u vadoznoj zoni (sl. 5-1 i 5-3), zbog djelomičnog otapanja taloga pod djelovanjem slatke meteorske vode, nastaju brojne **šupljine otapanja**, **kaverne** i **korozijske šupljine**. Takve su šupljine zatim ispunjene internim sedimentom ili se pri isparavanjima vode u sušnim razdobljima u njima izlučuju **kalcitni mikrostalaktitni** ili **gravitacijski** i **meniskusni cement** (sl. 5-6F i 13-1). Kao **interni sediment** taloži se vadozni kristalni ili peletni silt, odnosno mehanički taloženi, uglavnom u šupljinu usipavani, sitni karbonatni materijal preostao pri otapanju vapnenačkog taloga ili pak nastao u površinskim dijelovima taloga kristalizacijom iz pornih otopina (vidi odjeljak 5.4 i sl. 5-6F, 13-1). Takve šupljine otapanja i kaverne s internim sedimentom često imaju **geopetalnu strukturu**, ponegdje i s više generacija internog sedimenta. Bitna značajka taloga izloženih subaerskim utjecajima u vadoznoj zoni jesu i **vadozni ooidi** ili **pizoidi** (vadoidi) različitih dimenzija, oblika i unutarnje građe (sl. 13-1), često s obrnutom gradacijom ili elongacijom pizoida na donjoj strani. Česte su i **erozijske površine** između fenestralnih vapnenaca i vadoznih vapnenaca, kao i unutar samih vadoznih vapnenaca (sl. 13-1), te **fenestralna građa** i obilje šupljina otapanja ispunjenih vadoznim kristalnim siltom.

Sve se te vadozne tvorevine unutar vapnenaca koji su još kao nevezani talozi izronili u vadoznu zonu u pravilu pojavljuju u nepravilnom kontaktu s podinskim, najčešće periplimnim vapnencima, koji obično pokazuju izrazite teksturne i strukturne odlike vezane za oplićavanje od zaštićenog plićaka i plitkog *subtidala* preko *intertidala* u vadoznu zonu, odnosno često ih nalazimo kao završne članove ciklusa oplićavanja naviše (Tišljar, 1980, 1985, 1986; Tišljar et al., 1989), kako to prikazuju slike 12-9, 12-10 i 13-2.

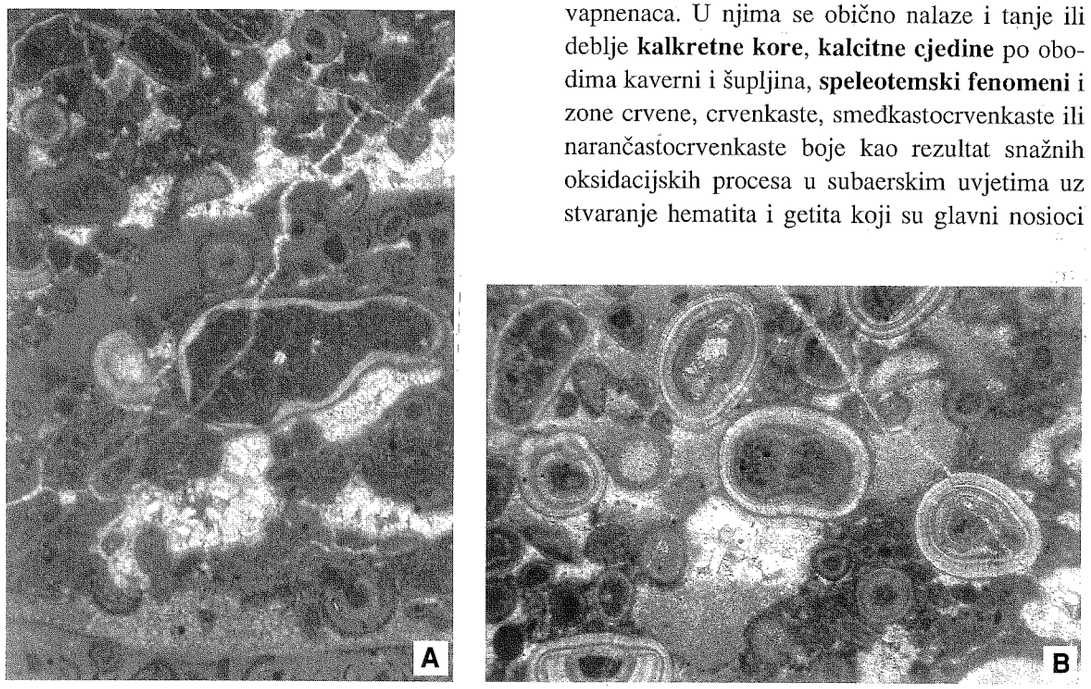
Na vapnencima koji su izronili iznad srednje razine plime i bili izloženi vadoznoj dijagenezi obično nalazimo vapnence koji su taloženi nakon ponovna preplavljivanja i koji tvore početak novoga ciklusa oplićavanja naviše, ili pak vapnence s pretaloženim vadoznim ooidima, intraklastima, crnim valuticama i fragmentima **kalkretnih kora**, stromatolite ili grejnstone tipa tzv. stijena plaža (*beach rocks*).

U aridnim i semiaridnim klimatskim područjima zbog otapanja karbonata, evaporacije i izlučivanja kalcita u neposrednom površinskom dijelu taloga ili vapnenaca nastaju različiti tipovi karbonatnih kora, kao što su **kaliće** ili **kalkrete** (James, 1972), odnosno tzv. ***duricrust*** (James & Choquette, 1983). Postanak kalića ili kalkreta posljedica je snažnoga otapanja primarnog karbonatnog taloga ili vapnenaca i intenzivne reprecipitacije kalcita pri evaporaciji ili biogenoj aktivnosti (fotosintetski procesi alga, lišajeva, trava i sl.). Primarna građa i struktura taloga ili vapnenca su pri tome obično razorene i potisnute novim teksturno-strukturnim odlikama, poput **nodula**, **pizoida**, **rizoida** (*rhizoids*) ili konkrecija izlučenih oko korijenja, **tepee-struktura**, **vadoznog kristalnog silta** i **mikrokodija** (= kalcificiranih ćelija ili stanica gljivica, lišajeva i trava koje žive na tlu).

U klimatskim područjima s obiljem oborina i poroznim talozima u **gornjoj vadoznoj zoni** ili **zoni vadoznoga tla**, gdje se meteorska voda vrlo brzo kreće kroz površinski dio taloga i zbog svoje podzasićenosti u odnosu na $CaCO_3$ snažno otapa karbonatni talog, na površini mogu nastati tvorevine karakteristične za subaerske uvjete. Pri otapanju karbonatnih taloga meteorske se vode postupno sve više obogaćuju s Ca-hidrogenkarbonatom i pri svom procjeđivanju u niže dijelove vadozne zone iz njih se izlučuje kalcitni cement.

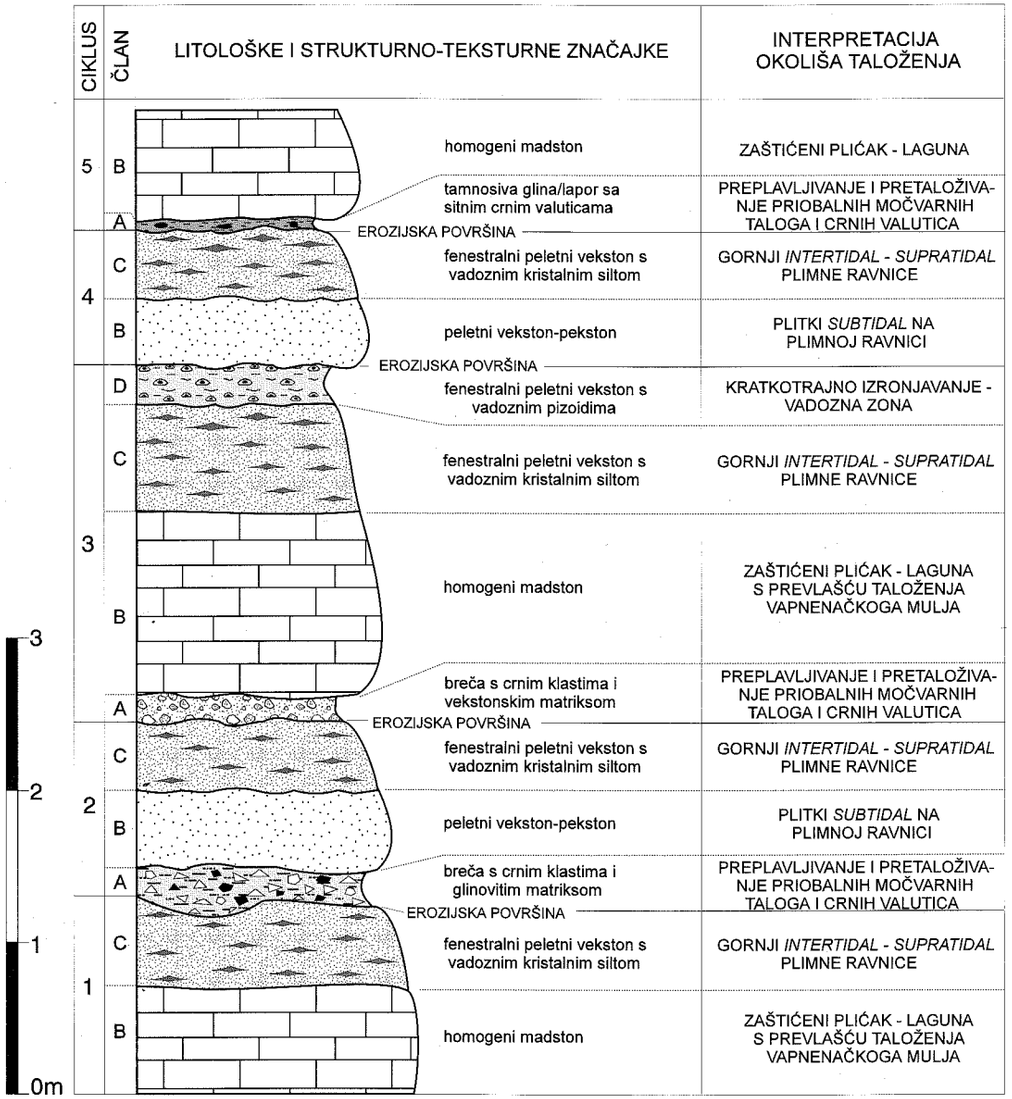
13.1.2. Strukturno-teksturne značajke karbonatnih stijena izloženih emerziji i okršavanju

Karbonatni sedimenti koji su zbog regresivnih tendencija izronili iznad srednje razine mora i tu kraće ili duže bili izloženi **pradavnom okršavanju** (*palaeokarstification*) ili **emerzijskoj fazi** odlikuju se "**mikrookršavanjem**" (*microkarst structure*). Površina im je neravna s izraženim internim reljefom u kojemu su nepravilna udubljenja, šupljine otapanja i kaverne ispunjene fragmentima vapnenaca preostalih nakon okršavanja (**paleokršk im brečama, glinom** ili **boksitom** - vidi odjeljak 5.1.2.3 i sl. 5-3, 7-8, 7-9, 13-3, 13-4 i 13-5). Takve površine obično pokazuju fenomene djelomičnog otapanja i okršavanja već litificiranih vapnenaca. U njima se obično nalaze i tanje ili deblje **kalkretne kore**, **kalcitne cjedine** po obodima kaverni i šupljina, **speleotemski fenomeni** i zone crvene, crvenkaste, smedkastocrvenkaste ili narančastocrvenkaste boje kao rezultat snažnih oksidacijskih procesa u subaerskim uvjetima uz stvaranje hematita i getita koji su glavni nosioci

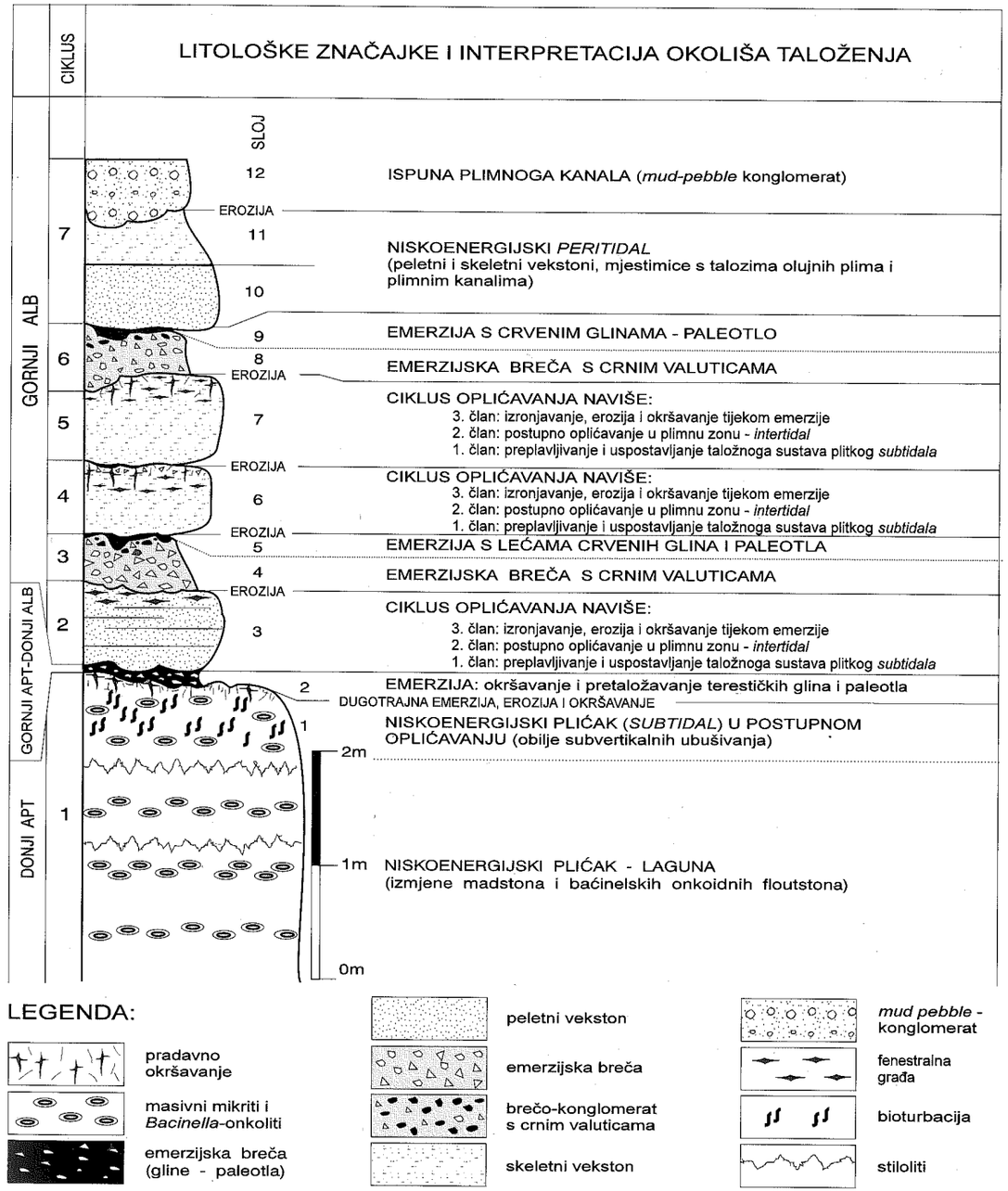


Slika 13-1 Vapnenci s vadoznim tvorevinama. **A** - Vadozni ooidi (pizoidi), kalkretna kora i vadozni kristalni silt kao interni sediment s geopetalnom strukturom tipičan su primjer vapnenaca vadozne zone. Kalkretna se kora sastoji od laminiranih korastih nakupina kriptokristalastog do mikrokristalastog kalcita i sitnih vadoznih ooida ili pizoida (donji dio slike). Kao jezgre vadoznih ooida poslužili su fragmenti mikrita ili fenestralnog mikrita oko kojih se nalazi jedan pizoidni ovoj nejednake debljine, pa je oblik pizoida izravno uvjetovan oblikom jezgre. Rjeđi su sitni pizoidi sastavljeni od jezgre i dva do četiri koncentrična pizoidna ovoja. Vapnenac pokazuje geopetalnu strukturu, sadrži vadozni kristalni silt i nepravilne šupljine otapanja ispunjene kalcitnim cementom. Titon-berijas, područje Huma u zaleđu Dubrovnika. Širina slike = 3,6 mm. **B** - Pizoidni vapnenac sastavljen od pizoida ili vadoznih ooida, vadoznog kristalnog silta i neizmjenjenih ostataka primarno pelmikritnog taloga. Nepravilna šupljina otapanja ima geopetalno punjenje karakteristično za vadoznu zonu: u donjem dijelu sadrži interni sediment u obliku vadoznog kristalnog silta, u gornjem dijelu mozaični kalcitni cement, a na svodu šupljine izlučen je viseći ili mikrostalaktitni kalcitni cement. Gornji malm (titon), Skrivena Luka - otok Lastovo. Izbrusak iz člana C_1 ciklusa oplićavanja naviše sa sl. 12-10. Širina slike = 3,3 mm.

crvene (hematit) i žute ili žutosmeđe boje (getit). Tu su česte i **tanke limonitne i hematitne kore** ili kovrčane i borane tankolaminirane šare na gornjim slojnim površinama vapnenaca. Odnos hematit/getit, a s time i intenzitet crvene boje, obično raste s porastom temperature i suhom klimom, odnosno intenzitetom odstranjivanja vlage iz taloga.



Slika 13-2 Detaljni geološki stup donjokrednih (baremskih) vapnenaca koji se odlikuju ciklusima oplićavanja naviše koji počinju s *black pebble* brečom, a završavaju fenestralnim vekstonom s erozijskom površinom (ciklusi 1, 2 i 4) ili vadoznim tvorevinama (ciklus 3). Zasjek ceste kod Sobre na otoku Mljetu (iz Tišljar, 1986).



Slika 13-3 Detaljni geološki stup i sedimentološka interpretacija aptsko-albskih sedimenata u kamenolomu Bale u Istri s općom gornjoaptsko-donjoalbskom emerzijom praćenom emerzijskim i *black pebble* brečama i, prema Durn et al. (1997), smektitnim glinama i ostacima paleotala.

Vapnenci s mikrookršavanjem sadrže milimetarske i centimetarske pukotine i prsline ispunjene nekarbonatnim sedimentom (glinom, zemljom crvenicom, boksitičnim materijalom), a u gornjim dijelovima slojeva okršenih vapnenaca i autigeni kvarc kao posljedicu površinskoga trošenja, silicifikacije i prekristalizacije silicijske tvari u blizini paleorazine temeljne vode (Flügel, 1982).

U slučajevima kad je emerzija trajala nešto duže, uz već navedene fenomene pradavnoga okršavanja često se nalaze i tanji ili deblji, nepravilni **ulošci** i **proslojci emerzijskih breča** (Tišljar et al., 1983a, 1989; Glovacki-Jernej, 1988; Tišljar & Velić, 1991), **glina** i **lapora** (Tišljar et al., 1995), kako to prikazuju sl. 7-8, 7-9, 12-7B i 13-3.

Zbog emerzija dužega trajanja, uz nepravilne proslojke emerzijskih breča koje obično sadrže ilit-montmorilonit-kloritni matriks, kako je to primjerice slučaj kod aptske emerzije u Istri (sl. 13-3), uobičajene su i manje ili veće redukcije debljine vapnenaca kronostratigrafske jedinice tijekom koje su se takve emerzije zbivale (Velić et al., 1979, 1989; Tišljar et al., 1983a, 1995).

Vapnenci koji su izronili iznad morske razine i bili u emerziji u pravilu su intenzivno rekristalizirani, često s rekristalizacijom potpuno uništenim primarnim strukturnim komponentama. To se vrlo lijepo može zapaziti kod gotovo svih vapnenaca u podini boksitnih ležišta.

13.1.3. Zemlja crvenica (*terra rossa*) i boksiti na okršenim karbonatnim stijenama

Ako je emerzija trajala tijekom cijelih kronostratigrafskih jedinica, znači s velikom stratigrafskom prazninom, uz intenzivno pradavno okršavanje, u okršenim tenzijskim pukotinama, udubinama i ponikvama (vrtačama) takvih vapnenaca nalaze se **boksiti**, odnosno **krški boksiti** (sl. 13-4) ukoliko je bilo donosa izvorišnog materijala, a na recentnim okršenim vapnenačkim stijenama nalazi se **zemlja crvenica** ili ***terra rossa***.

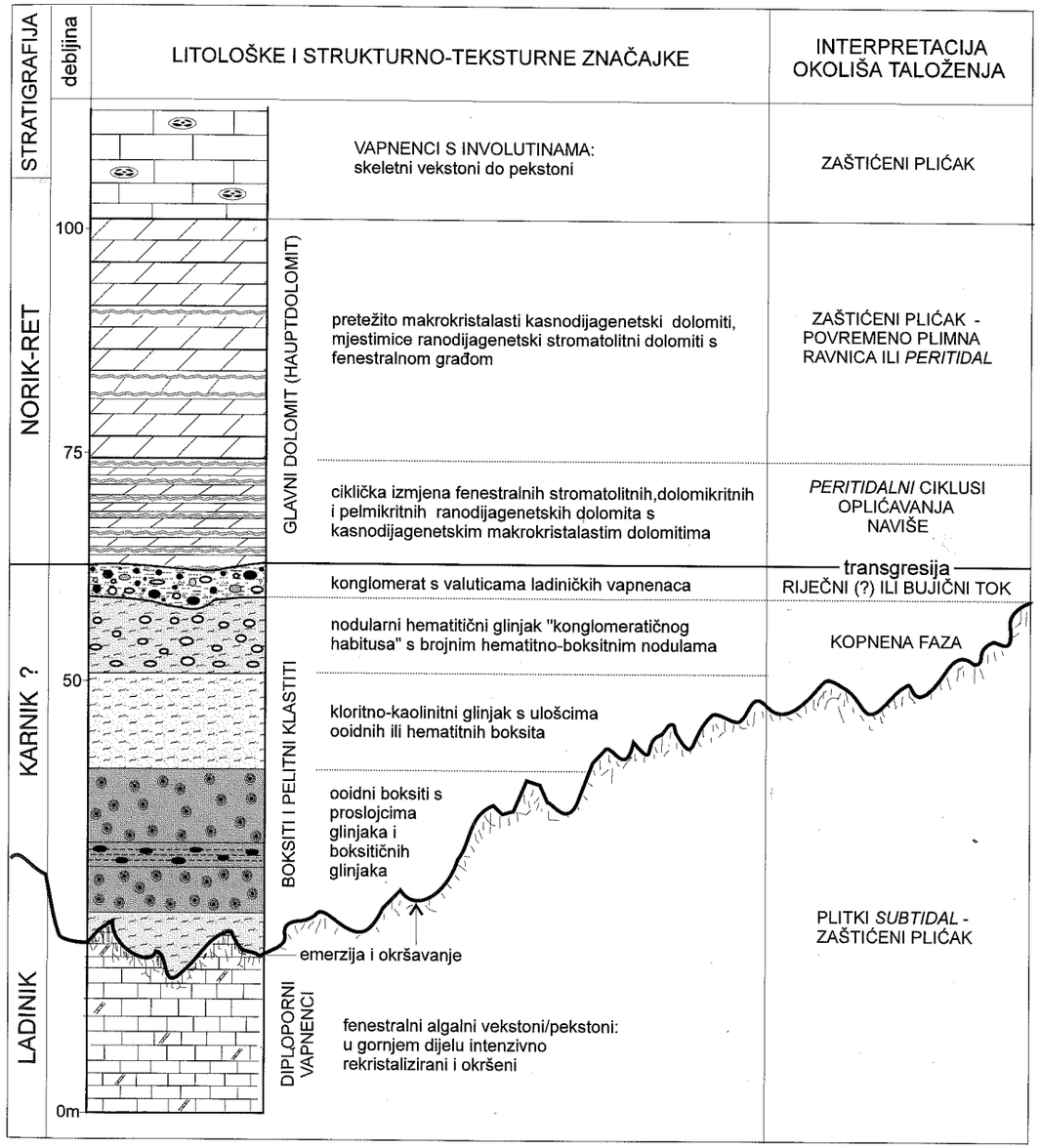
Zemlja crvenica (*terra rossa*) *je, u geološkom smislu, sitnozrnasti sediment crvenkaste, smeđkastocrvene i žućkastocrvene boje koji se kao obradivo, glinovito-prahovito tlo nalazi na karbonatnim, krškim terenima mediteranskoga područja* (Bardossy, 1982). Jedno je od najzastupljenijih tala na vapnencima i dolomitima u mnogim mediteranskim zamljama, pa tako i u Hrvatskoj, i općenito je poznato pod nazivom "crveno mediteransko tlo" (*Red Mediterrannean Soil*). Međutim, ponegdje se u literaturi naziv "crveno mediteransko tlo" koristi za sve vrste mediteranskih crvenih tala, bez obzira jesu li ona razvijena na karbonatnoj ili nekoj drugoj litološkoj podlozi, pa je zbog toga naziv *terra rossa* ili crvenica uputno koristiti samo za crvena tla na vapnencima i dolomitima.

Posebnost *terra rosse* je njezina boja crvenih nijansi kao posljedica ocrvenjivanja tla procesima **peptizacije** amorfnih hidroksida željeza i stvaranja sitnih kristalića hematita i getita u sitnoj, gustoj temeljnoj masi tla. Pri tomu pigmentirajući učinak sitnodispergiranog hematita kao glavnog nositelja crvene boje znatno nadmašuje pigmentirajući učinak getita kao nositelja žute ili žutosmeđe boje, čak i u slučajevima veće koncentracije getita od hematita (Schwertmann & Taylor, 1989). U *terra rossama*, međutim, hematit obično prevladava nad getitom (odnos hematit/getit je veći od 1), pa otuda i njihova pretežito crvena boja. Odnos hematit/getit u sedimentima obično raste porastom temperature i smanjivanjem vlažnosti, odnosno porastom intenziteta odstranjivanja vlage iz taloga, što vezano uz pedogenetske procese posebice dolazi do izražaja u tlima, dakle i *terra rossama*.

U pravilu crvenice su reliktna tla, odnosno **pradavna tla** (*paleosoils*), a samo rijetko i recentna, poligenetska tla i/ili **koluvijalni talozi**. Pod koluvijalnim talozima *podrazumijevaju se svi sedimenti nakupljeni u udubljenjima ili u dijelovima nižega reljefa pri naglom spiranju tla i ostalog detritusa bujičnim tokovima nakon obilnih kiša.*

S obzirom na granulometrijski sastav crvenice pripadaju u sitnozrnaste, pelitne sedimente, jer se sastoje od čestica dimenzija glina i praha (<63 μm) i vrlo malog, često neznatnog udjela zrna dimenzija sitnoga pijeska.

Mineralni sastav *terra rossa* obično je sljedeći: prevladavaju tinjčasti minerali (tinjac, ilit ili ilitični materijal), kvarc i minerali glina (kaolinit i



Slika 13-4 Emerzije s ležištima boksita. Pregledni geološki stup ležišta boksita Vrace kod Gračaca u Lici. Kopnena faza - emerzija - s akumulacijom terestičkog matearijala koji je bio podvrgnut procesima boksitizacije trajala je vjerojatno tijekom cijelog karnika (od kraja ladinika do norika-reta - djelomice dopunjeno prema Tišljar et al., 1991b).

neuređeni kaolinit), a znatno je manji udio hematita i getita te amorfne tvari, plagioklasa i K-feldspata. Neuređeni kaolinit, hematit i amorfna tvar (alofan? - Durn, 1996), u pravilu predstavljaju autigene minerale nastale *in situ* tijekom pedogenetskih procesa.

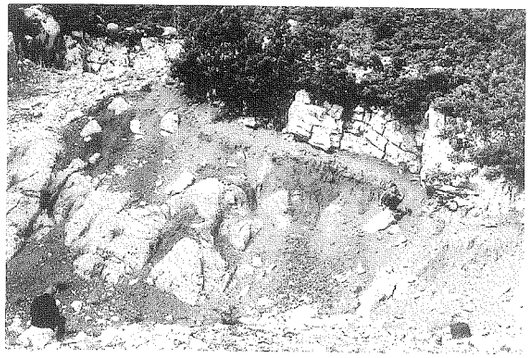
Istarske *terra rosse* primjerice sadrže 57 do 76 % filosilikata, među kojima prevladavaju tinjčasti minerali (ilit ili ilitični materijal te varijabilni udio vermikulita) i minerali glina (od kojih se redovito nalaze kaolinit i neuređeni kaolinit i miješano-slojni minerali, dok je rjeđi klorit). Visok je udio kvarca (15-33 %), značajan (3-8 %) željeznih oksida i hidroksida (hematit, getit), a razmjerno je nizak udio plagioklasa (1-5 %) i K-feldspata (1-2 %). Kalcit (do 5 %), dolomit (do 3 %) i aluminijski hidroksid, tj. bemit (do 10 %), mogu se, ali ne moraju, nalaziti kao sastojci istarskih *terra rossa* (Durn, 1996). Aluminijski hidroksidi se kao sastojci crvenice pojavljuju u slučajevima kad se u njihovoj blizini nalaze i veća ležišta boksita.

Zemlja crvenica iz okolice Rovinja, koja se u debljini od prosječno 8,5 m nalazi na berijaskim dolomitima, prema istraživanjima Durna (1991, 1996) pokazuje jasno opadanje udjela glinene frakcije (>2 μm) od dna prema vrhu naslaga (od 71,6 na 41,1 %), a sadržaj prahovite frakcije (2-63 μm) u istim je uzorcima obrnut od sadržaja glinene frakcije. Pješčana frakcija (>63 μm) se pojavljuje s vrlo malim udjelom, svega 0,05 do 1,1 %.

Na temelju kompleksnih mineraloško-petroloških, sedimentoloških i pedoloških istraživanja istarskih *terra rossa* Durn & Aljinović (1995) i Durn (1996) su utvrdili da je epidot-coisitska skupina minerala prevladavajući sastojak teških frakcija crvenica Istre, da su im mineralne zajednice teških frakcija slične onima u lesu nastalom deflacijom sedimenata poplavne ravnice rijeke Po tijekom srednjeg i gornjeg pleistocena, te da su istarske crvenice uglavnom sastavljene od intenzivno izmijenjenog i prerađenog lesa, u manjoj mjeri pomiješanog s drugim materijalima. Podrijetlo eolskog materijala koji je dao današnje *terra rosse* spomenuti autori vežu uz starije akumulacije i pretaložavanje lesa, a pedogenetske procese na paleoklimatske prilike koje odgovaraju starijima od holocena.

Zemlje crvenice su kao poligenetska tla pretežito nastale iz prašinastih materijala koji su na vapnenačku i dolomitnu podlogu donešeni vjetrom i/ili nanešeni spiranjem i koluvijacijom i tu pomiješani s manjom količinom autohtonog tla nastalog trošenjem karbonatne podloge pri dugotrajnim i opetovanim procesima pretaložavanja. Za njihovo stvaranje - pedogenezu - neophodna je mediteranska klima, dobro propusna karbonatna podloga radi snažne drenaže, pH vrijednost oko 7, tj. približno neutralne porne otopine, zatim jako izluživanje karbonata ili tzv. dekalcifikacija te dugotrajno (>10.000 godina) pogodni uvjeti za stvaranje hematita i getita (= rubifikaciju), kaolinita ili neuređenog kaolinita (= monosialitizaciju) i općenito nakupljanje minerala glina.

Krški boksiti ili **karbonatni boksiti** se, za razliku od **lateritnih** ili **silikatnih boksita** vezanih uz eruptivne i metamorfne stijene, nalaze i nastaju na okršenim karbonatnim stijenama. Naziv boksit potječe od imena mjesta Les Baux kraj Alesa u Provansi u južnoj Francuskoj. **Boksiti** *su rezidualne sedimentne stijene pretežito sastavljene od minerala iz skupine aluminijskih hidroksida, uglavnom* ***đipsita*** *$Al(OH)_3$ i aluminijskih oksid-hidrata,* ***bemita*** *AlOOH (= χ oksid-hidrat) i* ***dijaspora*** *(= α oksid-hidrat), rjeđe i* ***alumogela*** *(= amorfni gel $Al(OH)_3$), koje uz aluminijske minerale redovito sadrže i varijabilne količine kaolinita i haloazita, kvarca, aluminijskih klorita (= sudoita), hematita i getita te TiO_2-minerala, anatasa i rutila.* Boksiti koji se koriste kao ruda za dobivanje aluminija (boksiti i željezom siromašni boksiti) obično po kemijskom sastavu sadrže između 45 i 55% Al_2O_3, 5 do 30% Fe_2O_3+FeO i ne više od 4% SiO_2. Željezom siromašni boksiti koriste se i kao sirovina u kemijskoj industriji, kao i



Slika 13-5 Ležište boksita u čijoj se podini nalaze okršeni gornjokredni rudistni vapnenci (oble gromade djelomice pokrivene boksitom), a u krovini dobroslojeviti paleogenski foraminiferski vapnenci. Posušje - zapadna Hercegovina.

industriji vatrostalnoga materijala. Već makroskopski ili s pomoću povećala, a osobito mikroskopski, krški boksiti pokazuju **oolitičnu**, **pelitomorfnu** i/ili **detritičnu strukturu**.

Krškom tipu boksita pripadaju svi boksiti Jadranske karbonatne platforme. U Hrvatskoj se pojavljuju u više kronostratigrafskih jedinica i odlikuju se značajnim razlikama mineralnoga sastava i strukture. Najčešći su na trijaskim vapnencima (Lika, manje pojave na Kordunu), gornjojurskim vapnencima (zapadna Istra) i gornjokrednim vapnencima (Istra, sjevernojadranski otoci i središnja Dalmacija), a kao najmlađi poznati su miocenski boksiti u području Sinja i na Kordunu.

Trijaski boksiti, primjerice kod Vraca u Lici (sl. 13-4), u podini imaju ladiničke vapnence, a u krovini noričke karbonate. Kao glavni Al-mineral sadrže dijaspor s udjelom između 52 i 71 %, a uz dijaspor još i hematit (14,5-20 %) te između 10,5 i 25 % kaolinita. Najčešće pokazuju oolitičnu, a rjeđe i pelitomorfnu strukturu (Šinkovec, 1970).

Gornjojurski (malmski) glinoviti boksiti zapadne Istre (sl. 12-19) leže na okršenim vapnencima oksford-donjeg kimeridža, a u krovini im se nalaze periplimni vapnenci gornjega titona (Velić & Tišljar, 1988). Pokazuju detritičnu ili pelitomorfnu strukturu, a kao glavni Al-mineral sadrže bemit (između 30 i 50 %). U njima je obično visok udio kaolinita (20-45 %) i hematita (15-24 %), uz, za industrijsku primjenu, vrlo nepovoljan visoki sadržaj SiO_2 (do 16 % - Šinkovec, 1974).

Paleogenski boksiti, čija su podina gornjokredni vapnenci, a krovina paleogenski vapnenci (sl. 13-5), lapori, pješčano-prahoviti ili flišni sedimenti, uglavnom imaju oolitičnu i detritičnu strukturu. Kao glavni Al-mineral sadrže bemit te manji udjel đipsita (obično u omjeru đipsit : bemit = 1 do 1,5 : 10), a uz njih još i hematit, getit i kaolinit (Sakač & Šinkovec, 1991).

Proces nastanka aluminijskih hidroksida u boksitima može se prikazati hidrolizom minerala glina, većinom kaolinita, sljedećom općom kemijskom reakcijom:

$$\underset{\text{kaolinit}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 3H_2O \rightarrow \underset{\text{Al-hidroksid}}{Al_2O_3\,n\,H_2O} + \underset{\text{silicijeva kis.}}{2H_4SiO_4}$$

Za takav je proces u prirodi potreban izvorišni materijal, tj. minerali glina, i velika količina vode da bi se omogućila desilicifikacija, tj. odstranjivanje silicija u obliku silicijeve kiseline. Za potpunu su desilicifikaciju potrebne velike količine oborinske ili porne vode koje se ostvaruju tijekom dugih razdoblja, pa **proces boksitizacije** iziskuje geološki dugo vrijeme. Uz procese postanka aluminijskih hidroksida značajnu ulogu kod nekih, posebice crvenih i žutosmeđih željezom bogatih boksita, imaju i **procesi rubifikacije**, tj. **tvorbe hematita i getita**. Podrijetlo matičnog materijala za boksitizaciju kod krških boksita, tj. minerala glina iz skupine kaolinita, nije u potpunosti i jednoznačno objašnjeno. Dugo se vremena postanak krških boksita tumačio hidratacijskim procesima glinovitog materijala koji potječe samo od netopljivih ostataka okršenih i emerziji izloženih vapnenaca, tj. da sav matični materijal za boksitizaciju predstavlja isključivo i samo netopljive ostatke vapnenaca i dolomita.

U novije vrijeme ima sve više dokaza da matični materijal potreban za postanak krških boksi-

ta može potjecati dijelom od netopljivoga ostatka vapnenaca i dolomita, a dijelom, dapače čak pretežitim, od sitnozrnastog materijala eolskoga podrijetla, dakle prašine bilo vulkanskog bilo terigenog podrijetla donešene vjetrom. Pri tome su netopljivi ostaci okršenih vapnenaca i vjetrom donešeni eolski materijal - prašina - bili opetovano miješani i pretaloživani po paleoreljefu izgrađenom od karbonatnih stijena koje su u dugotrajnim emerzijskim fazama bile izložene kemijskom trošenju i okršavanju. Posebice važnu ulogu pritom su imala spiranja materijala jakim kišama s velikih površina i njegovo naknadno pretaloživanje i akumulacija u ponikvama (vrtačama) i tektonski okršenim depresijama nastalim tijekom dugotrajne emerzije na površini vapnenačkih masiva.

Sakač & Šinkovec (1991) smatraju da izvorišni materijal za postanak prije spomenutih boksita Hrvatske potječe od različitih izvora: kod trijaskih boksita od trošenja srednjotrijaskih lapora i piroklastita, kod gornjojurskih (malmskih) boksita vjerojatno od netopljivog ostatka karbonatnih stijena i/ili eolskog materijala (prašine donesene vjetrom), kod paleogenskih boksita uglavnom od netopljivoga ostatka karbonatnih stijena i eolskoga materijala terigenog i vulkanskog podrijetla, a kod miocenskih boksita od eolskoga materijala vulkanskog i terigenog podrijetla, kao i pretaložavanja paleogenskih boksita.

13.2. Periplimni okoliši (*peritidal*) i okoliši plimne ravnice (*tidal flat*)

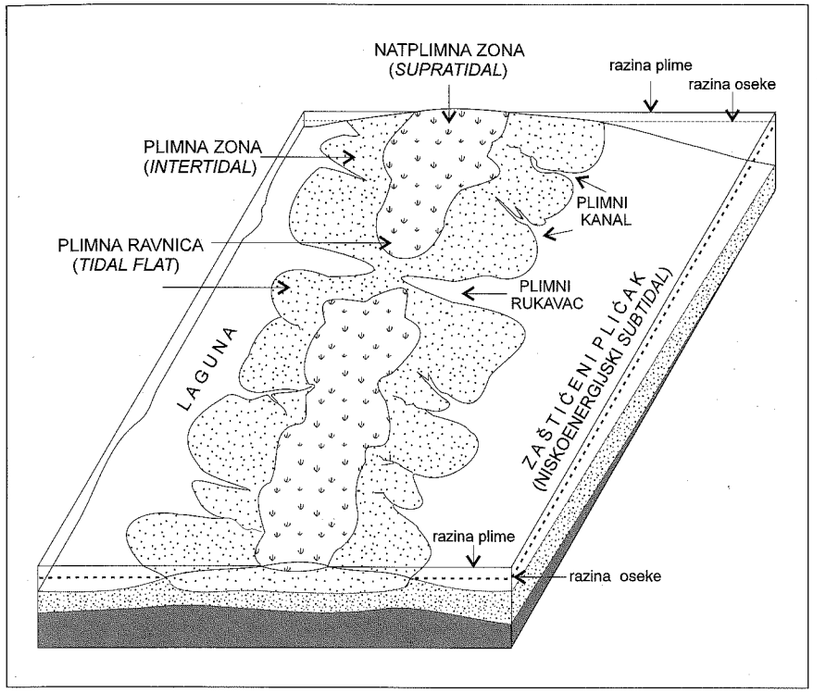
Pod pojmom periplimni okoliši (*peritidal environments*) i plimne ravnice (*tidal flat*) podrazumijevaju se tri glavne zone (sl. 13-6):

- **natplimna ili *supratidalna* zona** kao najviši dio plimne zone i ravnice ili blage, ravne obale s niskim reljefom, koji je samo povremeno poplavljen morem i to obično tijekom visokih plima (za mlađaka i uštapa) ili olujnih plima ili pak samo vlažen i prskan morskom vodom pri visokim valovima (vidi odjeljak 13.2.1); u toj se zoni mogu pojaviti i saline ili *sabkhe* s ranodijagenetskom dolomitizacijom, a u aridnim klimatskim područjima i evaporitima (vidi sl. 6-4, 9-1 i 9-4);
- **plimna ili *intertidalna* zona** je onaj dio plimne zone i plimne ravnice koji se nalazi iznad razine oseke i ispod razine plime kod normalnih plima (odjeljak 13.2.3);
- **potplimna ili *subtidalna* zona** je najniži dio plimne ravnice ili periplimnoga područja pod utjecajem struja plima i oseka, koji se uglavnom stalno nalazi ispod razine oseke, a samo pri najnižim osekama može kratkotrajno biti izložen subaerskom utjecaju (odjeljak 13.2.4).

Plimne ravnice su obično razvijene na velikim površinama duž obalne crte (sl. 9-4) oko kopna, otoka, pješčanih prudova te duž zaštićenih strana barijera na karbonatnoj rampi, karbonatnom obrubljenom šelfu ili općenito u plićacima unutarnjih dijelova karbonatnih platforma (sl. 13-6 i 13-18). Obično sadrže brojne plimne kanale po kojima stalno cirkulira morska voda pri nadiranju plima na plimnu ravnicu, odnosno otjecanju s nje pri osekama (sl. 13-6). Plimne ravnice koje se nalaze usporedno s obalnom crtom i čiji se natplimni (*supratidalni*), uz obalnu crtu smješteni dio postupno stapa s obalnim talozima (sl. 9-4), mogu se, ovisno o prevladavajućim klimatskim uvjetima, podijeliti u dva tipa: aridni i humidni. Pritom je za aridni tip (npr. *sabkhe* Perzijskoga zaljeva), karakterističan regresivni progradacijski ili *offlap*, a za humidni tip (primjerice na otoku Andros na Bahamima) transgresivni retrogradacijski ili *onlap* taložni model (Shinn, 1991). Procesi prijenosa karbonatnog detitusa i njegovog taloženja u periplimnim uvjetima plitkomorskog karbonatnog platformnog taložnog sustava zbivaju se pod izravnim utjecajem plime, oseke i valova. Plima i oseka ili morske mijene predstavljaju naizmjenično dizanje i spuštanje morske razine zbog privlačne sile Mjeseca i Sunca ovisno o njihovom međusobnom položaju prema Zemlji. S obzirom da Mjesec po svojoj putanji obiđe Zemlju za 24 sata i 50 minuta, približno svakih 6 sati i 12 minuta izmjenjuju se plima i oseka (dvije plime i dvije oseke tijekom 24 sata i 50 minuta). Najviše dizanje morske razine - **visoka plima** - zbiva se dva puta mjesečno za punoga Mjeseca ili uštapa i mladoga Mjeseca ili mlađaka na mjestu na Zemlji koje je najbliže Mjesecu (**gornja kulminacija**), tj. kada se Sunce, Mjesec i Zemlja nalaze u istoj ravnini. Naime, pri takvom se međusobnom položaju nebeskih tijela podudaraju privlačne sile Sunca i Mjeseca, pa djeluju u istom smjeru. Slično se dizanje morske razine javlja i na suprotnoj strani Zemlje (**donja kulminacija**). Najmanje dizanje morske razine - **niska plima** - jest onda kad se Mjesec nalazi u fazi prve i posljednje četvrtine, tj. zauzima pravi kut u odnosu na ravninu Zemlje i Sunca, pa njegova privlačna sila i privlačna sila Sunca imaju suprotan smjer, međusobno se poništavajući. Zbog inercije vode, unutarnjega trenja čestica vode i nejednake raspodjele površine kopna i mora na Zemlji, visoke i niske plime obično se pojavljuju sa zaostatkom od dva dana u odnosu na navedene Mjesečeve mijene. Plime i oseke uzrokuju struje koje imaju veliku ulogu pri prijenosu i taloženju materijala te tvorbi pješčanih tijela u potplimnim i plimnim okolišima, osobito na plimnim ravnicama, plimnim zonama, plimnim rukavcima, plimnim kanalima, estuarijima i prednjim žalima i obalnim licima (sl. 12-12, 13-6, 13-17 i 13-18).

13.2.1. Natplimni okoliš ili *supratidal*

Natplimni okoliš ili ***supratidal*** uglavnom je zaravnjena površina sa slabo razvijenom morfologijom, koja se nalazi iznad najviše razine normalne plime u koju su izronili još nevezani, morskom vodom natopljeni karbonatni talozi, a koja povremeno kod visokih plima, olujnih valova i prskanja



Slika 13-6 Blok-dijagramski prikaz periplimnih (*peritidalnih*) okoliša taloženja na plimnoj ravnici u unutarnjem dijelu karbonatne platforme.

mora pri olujnom nevremenu dolazi pod utjecaj morske vode (sl. 9-4 i 13-6). Natplimni okoliš je obično vezan za plimne ravnice uz obalnu crtu (sl. 9-4 i 13-18) ili plimne ravnice unutar karbonatnih plićaka (sl. 13-6), gdje može imati veliku širinu zbog niskoga reljefa i intenzivne progradacije (vidi odjeljak 12.1.1 i sl. 12-12A). Natplimne zone mogu nastati i unutar plimne zone (*intertidala*) na vanjskim zavojima meandara plimnih kanala, kao i na stražnjim stranama niskih plažnih hrptova.

Kao sinonim za *supratidal* koristi se još i naziv ***supralitoral*** (vidi tablicu 10-2). Ukoliko se taloženje karbonata zbiva uz obalnu crtu u visokoenergijskom taložnom sustavu pješčanih žala, koji sadrže velike količine karbonatnih pijesaka i po uvjetima su slični okolišima na niskim klastičnim obalama, obično se umjesto termina *supratidal* koristi naziv **stražnji žal**, odnosno ***backshore*** (sl. 13-17, odjeljak 13.4.1).

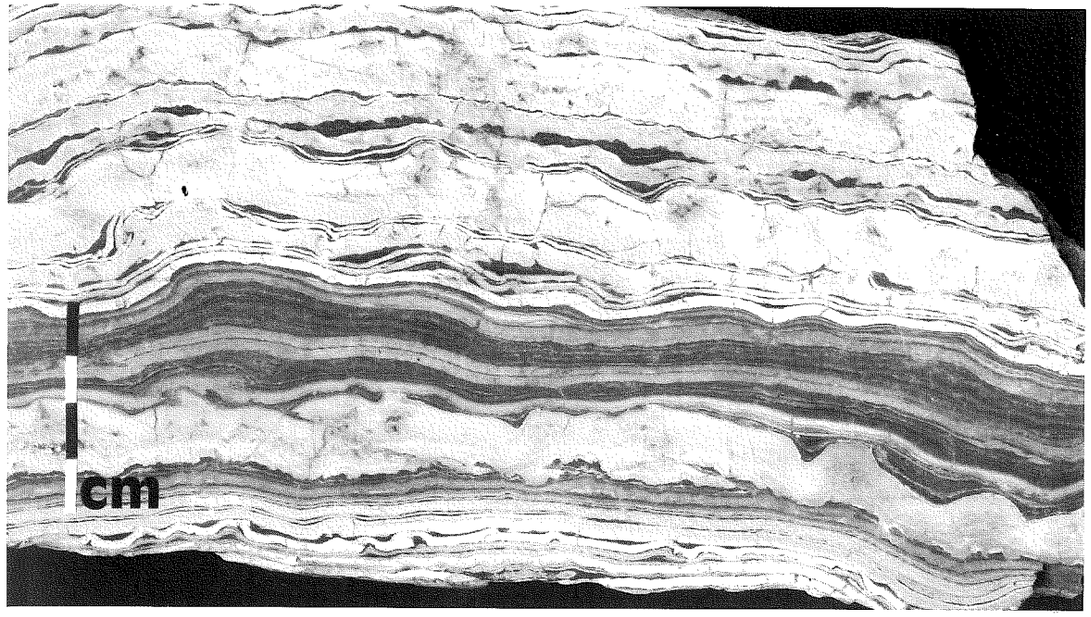
Bitnu ulogu pri režimu taloženja na natplimnoj zoni ima klima. U područjima s humidnom klimom natplimna zona ima značajke **supratidalnih močvara**. U uvjetima aridne klime u gornjemu dijelu plimne zone i u natplimnoj zoni, koja se od plimne zone ili plimne ravnice proteže duž niske obale, u udubljenjima i depresijama često može zaostajati morska voda u obliku **slanih bara** i **salina**, pa se takvo područje zbog evaporizacijske sedimentacije zove ***sabkha*** ili ***sabkha* okoliš** (sl. 6-4, 6-5 i 9-4, odjeljak 13.2.2).

Visoka plima koja donosi veliku količinu vapnenačkoga taloga može tijekom svojega trajanja od nekoliko sati u *supratidalnoj* močvari nataložiti i do 2 cm debeli sloj svijetloga vapnenačkoga mulja poznat kao **talog visoke plime** ili **sloj olujne plime**. Obično je uložen u tamne slojeve **algalnih laminita** bogatih organskom tvari, koji su nastali tijekom razdoblja bez visokih ili olujnih plima (sl. 13-7). Izmjene debljih, svijetlih vapnenačkih slojeva, nastalih pri visokim ili olujnim plimama, s tankim, tamnim laminama algalnih laminita, nastalih u dugotrajnim intervalima između visokih ili olujnih plima, tipične su za **natplimne** (*supratidalne*) **močvare**. U natplimnim zonama bez močvara (primjerice na meandrima plimnih kanala i iza plažnih hrptova) takvih izmjena nema.

Glavne litološke vrste taloga nastalih u natplimnim zonama jesu **laminirani** i **stromatolitni vapnenci** i **ranodijagenetski dolomiti** koji sadrže tanke intraklastične proslojke, a u aridnim klimatskim uvjetima još i **evaporiti - gips** i **nodularni anhidrit**.

Najvažnije teksturno-strukturne značajke natplimnih taloga obuhvaćaju **pukotine isušivanja**, **pukotine stezanja**, **tanke laminacije**, **stromatolite**, **fenestralnu građu** i **intraklaste u obliku tankih pločica** ili **listića** (sl. 6-8 do 6-10, 12-6C, 12-9 i 12-11), a u aridnim klimatskim područjima **nodularne anhidrite** i "**bodljikave strukture**", odnosno "*chicken-wire textures*".

Ranodijagenetska dolomitizacija natplimnih taloga vezana je za njihov površinski dio, tj. na taloge koji se obično nalaze nekoliko centimetara iznad razine normalne plime (Shinn, 1991). Pritom se u njih morska voda dovodi kapilarnim dizanjem iz podinskih taloga, ali i povremenim olujnim plimama, pa jakom evaporacijom morske vode zaostale u udubljenjima plimne zone nastaju visokokoncentrirani **rasoli** (*brine*). Mehanizmima povratnoga strujanja i evaporitnoga crpljenja iz takvih visokokoncentriranih voda rasola, salina ili *sabkha*, evaporacijom tijekom razdoblja bez visokih i olujnih plima, dolazi do ranodijagenetske dolomitizacije natplimnih taloga, kako je objašnjeno u poglavlju 6.2.1. Do povećanja molarnoga odnosa Mg/Ca potrebnoga za ranodijagenetsku dolomitizaciju u takvim uvjetima dolazi zbog selektivnoga uklanjanja Ca pri izlučivanjima aragonita ($CaCO_3$) i gipsa ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Osim toga, za ranodijagenetsku dolomitizaciju natplimnih taloga važnu ulogu imaju i promjene pH otopina uzrokovane respiracijskim i fotosintetskim procesima cijanobakterija, kao i oksidacija i fluktuacija temeljne vode pri mehanizmima evaporitnoga crpljenja (vidi odjeljke 6.2.1.1 do 6.2.1.3).

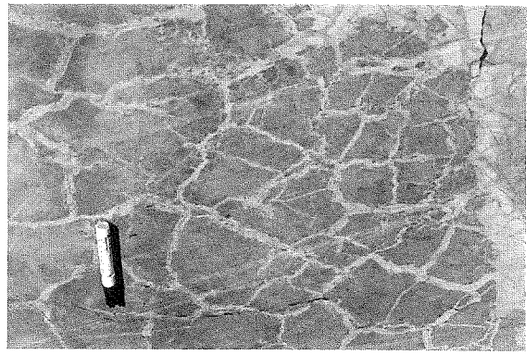


Slika 13-7 Tipična laminacija natplimnih karbonata. Tamne lamine pripadaju organskom tvari bogatim ranodijagenetskim dolomitima nastalim kao dolomitne kore i/ili cijanobakterijske "algalne livade", a svijetli proslojci i lamine natplimnim muljevitim vapnenačkim talozima - olujnim slojevima koji su intenzivno kasnodijagenetski dolomitizirani, a mjestimice sadrže kalupne šupljine evaporitnih minerala (gipsa, anhidrita), danas ispunjene makrokristalastim dolomitnim cementom. Gornji santon - donji kampan, Sućuraj, otok Hvar.

Fosilni su ostaci u natplimnim okolišima rijetki ili potpuno izostaju. Ako natplimni karbonati i sadrže neke fosilne ostatke, tad su to skeleti ili fragmenti skeleta isključivo izgrađeni od Mg-kalcita ili kalcita, a aragonitni su skeleti, kao i druge aragonitne komponente, zbog utjecaja oborinskih voda potpuno otopljeni.

Za ranodijagenetske dolomite nastale u natplimnoj zoni, kako je podrobno prikazano u poglavlju 6.2.1, karakteristični su **fenestralna građa** (6-10A i B), **geopetalne strukture** s internim sedimentom u obliku vadoznog kristalnog silta (sl. 6-10B), **nepravilne laminacije** (sl. 6-9A i B), mjestimice obilježene tankim bituminoznim filmovima (sl. 13-7), **desikacijske pukotine** (sl. 6-8 i 13-8), **ulošci desikacijskih breča** i **intraklastičnih dolomita** (sl. 12-6C i 12-9), a nerijetko još i ***tepee*-strukture** i **strukture pješčanog sata** s usipavanjem taloga u pukotine stezanja, kako je to, primjerice, slučaj u berijaskim ranodijagenetskim dolomitima u kamenolomu Fantazija (Füchtbauer & Tišljar, 1975; Tišljar et al., 1983b).

***Tepee*-strukture** su centimetarsko-decimetarske, poput indijanskog šatora (*tepee* = vrsta indijanskog šatora) stršeće deformacije stromatolitnih lamina ("pseudoantiklinale") nastale pri naglom širenju površinskoga dijela laminiranih stromatolitnih slojeva zbog brzog tijeka kemijskih cementacijskih i drugih procesa na *supratidalu*, posebice pri naglom vlaženju taloga visokim i/ili olujnim plimama i naknadnom stezanju i litificiranju pri brzom isušivanju u razdobljima bez visokih plima.



Slika 13-8 Poligonalne pukotine isušivanja u natplimnim ranodijagenetskim dolomitima kamenoloma Fantazija kraj Rovinja. Donja kreda - berijas (iz Tišljar, 1976).

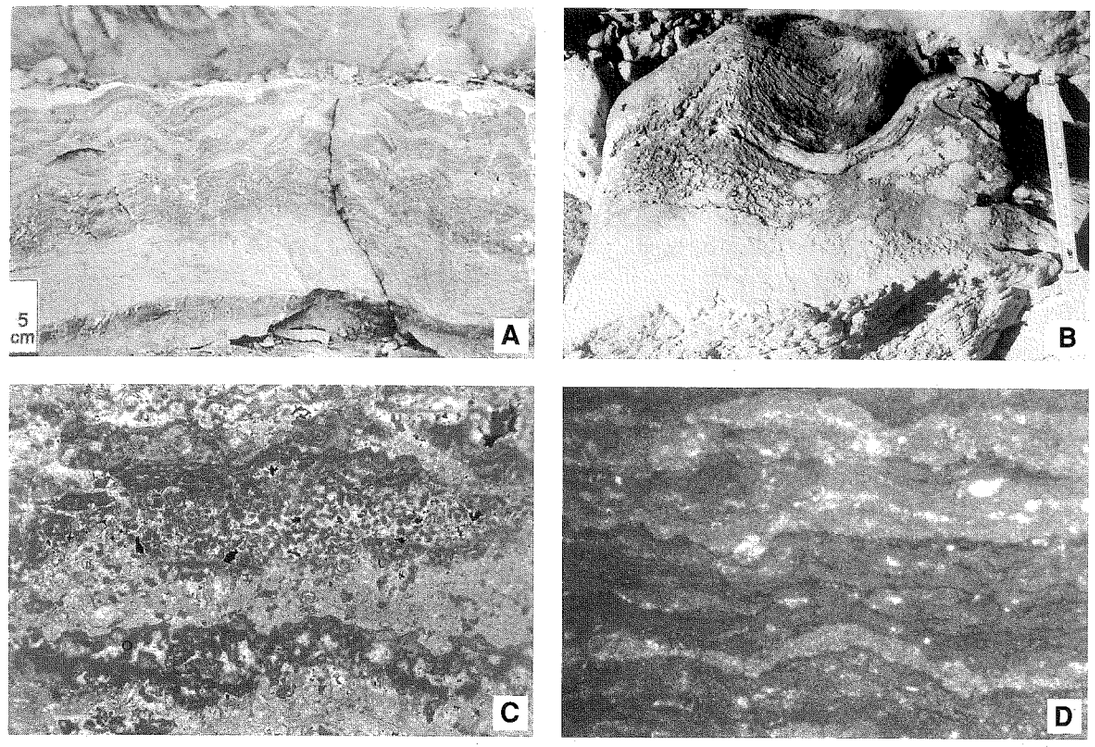
Pukotine isušivanje (*desiccation cracks*) ili **pukotine isušivanja mulja** (*mud cracks*) mogu se dobro fosilno očuvati samo u natplimnim talozima i talozima gornjega dijela plimne zone, pa su njihovi nalazi na gornjim slojnim površinama vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita izvrsni indikatori tih okoliša taloženja. Pri litifikaciji mnogo se lakše očuvaju pukotine isušivanja u laminama s cijanobakterijskim livadama (sl. 9-3B i 13-9B) nego one u debljim proslojcima - talozima visokih ili olujnih plima - bez cijanobakterijskih livada (sl. 6-8, 12-5A i B).

Dubina i širina pukotina isušivanja (koje imaju V-oblik u poprečnim presjecima), a posebice veličine stranica njihovih poligonalnih oblika na gornjim slojnim površinama, u prvome redu ovise o debljini muljnih lamina ili slojeva, a zatim o duljini izlaganja isušivanju i prisutnosti ili odsutnosti cijanobakterijskih livada. Deblje lamine, a naročito 1-2 cm debeli slojevi vapnenačkih muljeva nastali na natplimnoj zoni ili u gornjem dijelu plimne zone nanošenjem i akumulacijom mulja pri visokim ili olujnim plimama, tijekom razdoblja subaerske ekspozicije isušivanjem i stezanjem mulja tvore pukotine isušivanja velikih dimenzija (sl. 12-5B). Tanji proslojci i lamine tvore desikacijske pukotine manjih dimenzija (sl. 6-8 i 12-5A), a vrlo tanke stromatolitne lamine vrlo malih - mikroskopskih - dimenzija (sl. 9-3B i 13-9B). Dakle, pri interpretaciji taloga plimnih ravnica posebnu pozornost treba obratiti na dimenzije desikacijskih pukotina, jer one većih dimenzija nastaju u debljim slojevima mulja nastalim pri visokim ili olujnim plimama, a one manjih i mikroskopskih dimenzija u tanjim slojevima, najčešće u vrlo tankim stromatolitnim laminama. Intenzivna bioturbacija često može potpuno uništiti ne samo laminaciju nego i desikacijske pukotine, u prvom redu u talozima gornjega dijela plimne zone, odnosno *intertidala*.

Sve pukotine isušivanja prvobitno imaju u poprečnom presjeku kroz laminu ili sloj gotovo pravilan V-oblik, koji se, međutim, tijekom isušivanja i litifikacije može znatno deformirati. Tijekom isušivanja oštri rubovi pukotina mogu se postupno zaobljavati. Dijelovi raskinutih lamina ili proslojaka unutar poligonalnoga rasporeda pukotina pri nadiranju visokih plima mogu biti erodirani i pretaloživani u porozniji talog u obliku gustih, slabo poroznih, pločastih međusobno paralelno laminiranih intraklasta ili fragmenata. Zbog razlika u stupnju litifikacije, poroznosti i propusnosti takvi intraklastični proslojci obično su nejednolično intenzivno, selektivno kasnodijagenetski dolomitizirani (= "nedolomitizirani pločasti intraklasti u dolomitiziranoj osnovnoj masi" - Shinn, 1991).

Premda se **pukotine stezanja** (*shrinkage cracks*) redovito nalaze u recentnim natplimnim talozima, njihovo je očuvanje pri litifikaciji taloga razmjerno rijetko, pa ih uglavnom nalazimo u ranodijagenetskim dolomitima (primjerice u berijaskim ranodijagenetskim dolomitima kamenoloma Fantazija u Istri - Tišljar, 1976; Tišljar et al., 1995), a vrlo rijetko u natplimnim vapnencima.

Laminacija je u karbonatnim talozima plimne ravnice, a naročito u natplimnim talozima i talozima gornjega dijela plimne zone, rezultat naplavljivanja i taloženja vapnenačkoga mulja i peleta



Slika 13-9 Stromatolitni vapnenci. **A** - Poprečni presjek kroz sloj LLH-stromatolita s karakterističnim valovito povijenim tamnijim i svjetlijim laminama. Gornja slojna površina se odlikuje međusobno bočno povezanim polukuglastim ispupčenjima (= LLH). Plimni ili *intertidalni* (**b**) član ciklusa oplićavanja naviše sa sl. 12-2. Donja kreda (valendis) kamenolom Sošići kod Brajkovića u Istri. **B** - LLH-stromatolit s lučno povijenim laminama unutar jednog polukuglastog LLH-ispupčenja. Gornja slojna površina sadrži od recentne abrazije djelomice očuvane sitne desikacijske pukotine. Stromatolit je periplimni (*peritidalni*) završni (B) član ciklusa oplićavanja naviše sa sl. 12-4. Donja kreda (otriv), obala u uvali Materada kod Poreča. **C** - Mikroskopski izbrusak LLH-stromatolita sastavljenog od tamnih mikritnih i svijetlih biosparitnih lamina. Tamne mikritne lamine pokazuju neravnu gornju slojnu površinu tipičnu za LLH-stromatolite (donji dio slike) i sadrže nepravilne fenestre ispunjene kalcitnim cementom. Biopelsparitne lamine (srednji dio slike) su nastale plimom naplavljivanjem sitnog karbonatnog detritusa na cijanobakterijsku livadu, a zatim i njegovim hvatanjem i vezivanjem na sluz i vlakanca. Donja kreda (valendis), usjek ceste u Limskom kanalu - zapadna Istra. Dužina slike = 3,3 mm. **D** - Mikroskopski izbrusak stromatolita nastalog na niskoenergijskoj muljevitoj plimnoj ravnici. Odlikuje se tankim laminama sastavljenim isključivo od vrlo sitnog karbonatnog mulja bez drugog krupnijeg detritusa. Gornja kreda (turon), Grbe kod Primoštena. Dužina slike = 2,5 mm.

visokim plimama pri uštapu i mlađaku ili pri povremenim olujnim plimama (sl. 13-7). Lamine s obzirom na debljinu imaju jasnu tendenciju podebljavanja u dijelovima plimnih ravnica s odlikama natplimnih močvara, a tendenciju stanjivanja u smjeru mora, tj. od natplimne prema plimnoj i potplimnoj zoni. U pojedinim laminama prevladava mulj (= madstonski i vekstonski tip lamina), a u drugim laminama dominiraju peleti (= pekstonski i grejnstonski tip lamina) zbog različite energije pojedinih plimnih struja koje su prenosile pretežito vapnenački muljeviti talog ili talog dimen-

zija sitnoga pijeska. Veliki dio nedovoljno litificiranih peleta, međutim, može pri tomu biti razgrađen u mulj, dok jače litificirani peleti mogu unutar lamina i tanjih proslojaka tvoriti kosu slojevitost malih dimenzija ili **mikrokososlojevite lamine**, a u debljim proslojcima - talozima olujnih plima - gradacijsku slojevitost ili riplove malih amplituda. Horizontalna laminacija, gradacijska slojevitost sa ili bez kose slojevitosti i riplova, kao i izmjena debljih i tanjih lamina tipične su značajke natplimnih taloga i taloga gornjega dijela plimne zone, tj. *supratidala* i gornjeg *intertidala*. Njihovo je očuvanje u vapnencima i ranodijagenetskim dolomitima, međutim, kontrolirano bioturbacijom - djelatnošću organizama koji ruju, prekopavaju ili se hrane muljem. Dok je za život u potplimnoj zoni, a dijelom i donjemu dijelu plimne zone, prilagođeno mnogo organizama, u nepogodnim uvjetima jakog isušivanja i izlaganja Suncu u gornjem dijelu plimne i u natplimnoj zoni može živjeti samo mali broj sitnih životinja te cijanobakterije i neke biljke. Zbog toga samo u donjem dijelu plimne zone i u potplimnoj zoni ti organizmi mogu razmjerno brzo i potpuno prekopati ili tijekom plima uzmutiti sav prethodno nataloženi sediment i uništiti laminaciju i druge teksturno-strukturne odlike. U gornjem dijelu plimne zone i u natplimnoj zoni plimne ravnice to nije slučaj, pa su laminacije i slične teksture u pravilu dobro očuvane. Osim cijanobakterija u natplimnoj zoni i gornjemu dijelu plimne zone na plimnoj ravnici, kao i u natplimnim močvarama, raste više vrsta biljaka. Njihova se količina proporcionalno povećava s udaljavanjem od plimne zone prema najvišem dijelu natplimne zone ili prema kopnu (u slučaju da je plimna ravnica vezana na obalnu crtu), pa se fosilni tragovi njihovih korjenčića često mogu naći u natplimnim vapnencima.

Cijanobakterijske strukture - stromatoliti - glavno su obilježje natplimne zone i gornjega dijela plimne zone na plimnim ravnicama karbonatnih platforma, ali i na plimnim ravnicama vezanim uz niske obale koje nemaju karakteristike visokoenergijskog pješčanog žala, odnosno prednjeg žala (*foreshore*). Prevladavaju tankolaminirani karbonatni sedimenti s obiljem cijanobakterijskih livada koje stvaraju **LLH-stromatolite** ili **"algalne" laminacije** (*algal laminations*), kako je to podrobnije opisano u poglavlju 3.7, odjeljcima 6.4.1.2 i 13.2.3 i prikazano na slikama 3-7 do 3-9, 6-9, 6-10, 13-7 i 13-9.

Fenestralna građa ili **"šupljine ptičjega oka"** (*birdseye vugs*, *birdseye structures*) smatraju se vrlo pouzdanim indikatorom taloženja karbonatnih muljevitih stijena (madstona, peletnih i skeletnih vekstona do pekstona) u natplimnom okolišu i okolišu gornjega dijela plimne zone (sl. 3-8B, 6-10A i B, 7-8B, 12-4, 12-5A, 12-6B i C, 12-7A, 13-1A, 13-2, 13-9C i 13-12B). Mogu nastati u natplimnoj, plimnoj i potplimnoj zoni, ali se fosilno mogu dobro očuvati u uvjetima izlučivanja kalcitnoga, dolomitnoga ili evaporitnoga cementa, ili njihova ispunjavanja internim sedimentom i brze litifikacije taloga, a takvi uvjeti postoje samo u vapnenačkim talozima natplimne zone i gornjega dijela plimne zone. Pri tomu im u vapnencima i ranodijagenetskim dolomitima količina obično raste od vapnenaca taloženih u gornjem dijelu plimne zone prema vapnencima i dolomitima nastalim u natplimnoj zoni. U recentnim natplimnim ranodijagenetskim dolomitnim korama na plimnoj ravnici otoka Androsa na Bahamima fenestre su ispunjene kalcitnim cementom, a u ranodijagenetskim dolomitima starijih kronostratigrafskih jedinica uglavnom samo dolomitnim cementom i internim sedimentom u obliku vadoznog kristalnog silta (sl. 6-10A i B).

Fenestre ili "šupljine ptičjega oka" su šupljine milimetarskih dimenzija u vapnencima i ranodijagenetskim dolomitima natplimne zone koje nastaju:

- procesima stezanja i rastezanja laminiranih taloga tijekom njihovoga smežuravanja pri opetovanim ciklusima vlaženja i isušivanja muljevitih i cijanobakterijskih lamina,
- procesima truljenja cijanobakterijskih livada,
- nakupljanjem mjehurića plinova u muljevitim talozima, i
- istiskivanjem zraka iz taloga tijekom preplavljivanja.

U vapnencima i ranodijagenetskim dolomitima fenestre su obično potpuno ili djelomice ispunjene kalcitnim ili dolomitnim cementom i internim sedimentom s geopetalnom građom (vidi poglavlja 3.7 i 8.1).

Obično se prema obliku razlikuju nepravilne mjehuraste i laminoidne ili planarne fenestre. **Nepravilne mjehuraste fenestre** imaju ekvidimenzionalan oblik i promjer uglavnom između 0,5 i 5 mm. Smatra se da su nastale pri isušivanju mulja, nakupljanju mjehurića plina i nepravilnom rastu i truljenju cijanobakterija. **Laminoidne** ili **planarne fenestre** imaju poput lamina izdužen oblik i orijentirane su paralelno s laminacijom, bilo stromatolitnim bilo drugim tipovima lamina. Obično su široke (visoke) od 1 do 5 mm, a dugačke do 20 mm. Pretežiti dio laminoidnih fenestra nastao je kao posljedica truljenja dijelova cijanobakterijskih livada na plimnoj ravnici nakon što je na njih bio uhvaćen, prilijepljen i više-manje litificiran karbonatni mulj, a mogu nastati i zbog pucanja, odnosno s laminama paralelnog ljuštenja, mulja pri njegovom naglom isušivanju. U pravilu takve su fenestre u vapnencima ispunjene fibroznim i mozaičnim druznim kalcitnim cementom (sl. 3-8B, 13-9C i 13-12B), a u ranodijagenetskim dolomitima mikrokristalastim dolomitnim cementom (sl. 6-10A i B)

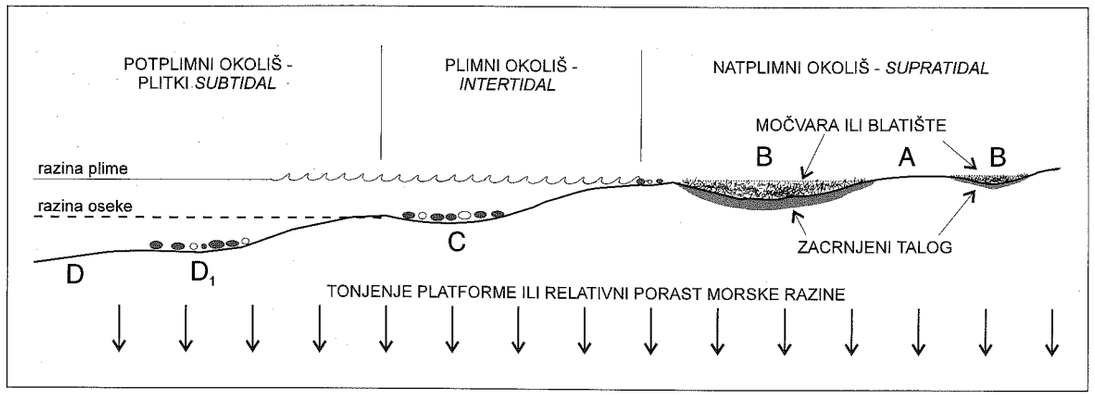
Tankoploča sti intraklasti tipične su komponente unutar taloga plimne ravnice i plimnih kanala. Nastaju erozijom i pretaloživanjem brzo litificiranih laminiranih i/ili stromatolitnih vapnenačkih i ranodijagenetskih natplimnih taloga tijekom visokih plima ili olujnih plima i valova (sl. 12-3) zbog toga što su natplimni laminirani talozi obično raspucani pukotinama isušivanja i potom brzo litificirani. Veliki dio takvih intraklasta može biti strujama plima i oseka prerađen u manje-više zaobljene intraklaste i/ili peloide i pretaložen u plimnoj i potplimnoj zoni (grejnstoni, pekstoni), a dio krupnih, tankoploča stih intraklasta obično se ne prenosi na veće udaljenosti već se akumulira na plimnoj ravnici i u plimnim kanalima, bilo kao **natplimne breče, breče s plosnatim fragmentima** (*edgewise breccia*) ili **breče** i **bazalni *lag*-sedimenti plimnih kanala**.

Većina tankoploča stih intraklasta nastalih razaranjem i pretaloživanjem natplimnih i plimnih laminiranih taloga sadrži tipične značajke za takve taloge, kao što su stromatolitne lamine, tanka laminacija i fenestralna građa, pa je njihovo natplimno podrijetlo lako i jednostavno prepoznati već pomoću povećala, a posebice u mikroskopskim izbruscima. Tankoploča sti intraklasti nastali pretaložavanjem natplimnih laminiranih i/ili stromatolitnih vapnenaca i ranodijagenetskih dolomita često pokazuju jasnu imbrikaciju ili paralelnu orijentaciju unutar karbonatnih breča taloženih na plimnim ravnicama (odjeljak 7.2.1).

U natplimnim karbonatima mjestimice se mogu nalaziti i tanke **kalkretne kore** (odjeljak 4.3.2.2), skršeni **vadozni ooidi** ili **pizoidi** oblika polumjeseca (*halfmoon pisoids*), kao i **klasti tla** s ostacima korijenčića biljaka. Klasti tla nastaju pri povremenom pretaložavanju tla koje je formirano na najvišem, od mora najudaljenijem dijelu natplimne zone i u pravilu imalo biljni pokrivač.

Talozi natplimne zone su najčešće brzo litificirani već u najranijoj fazi dijageneze, kad nastaju površinske kore, uglavnom ranodijagenetskoga dolomita (sl. 13-7).

Tipičan cement natplimnoga okoliša mozaični je druzni kalcitni cement (sl. 3-8B, 3-9, 5-6B i 13-9C), a u vadoznoj zoni i meniskusni i mikrostalaktitni ili gravitacijski cement (sl. 5-6E i F i 13-1B). Ponegdje se nalazi i skalenoedrijski ili "pasji zub" cement, a vlaknastog ili fibroznog cementa nema. U klimatskim područjima s malo oborina ili u razdobljima suhoga vremena u području s hu-



Slika 13-10 Shematski prikaz postanka crnih taloga i okoliša taloženja crnih valutica i *black pebble* breča (iz Tišljar, 1986). **A** - Natplimna zona (*supratidal*) s oksidacijskim uvjetima: erozija taloga pri olujnim i visokim plimnim valovima i pretaložavanje detritusa u **C** i $\mathbf{D_1}$. **B** - Priobalna močvara ili blatište s reduktivnim uvjetima: zacrnjivanje taloga organskom tvari i piritom nastalim aktivnošću bakterija koje reduciraju sulfate; erozija crnog taloga pri olujnim i visokim plimnim valovima i pretaložavanje detritusa u **C** i $\mathbf{D_1}$. **C** i $\mathbf{D_1}$ - Taloženje svijetlog i crnog karbonatnog detritusa u depresijama i plimnim kanalima na natplimnom, plimnom i plitkom potplimnom okolišu. **D** - Normalna karbonatna sedimentacija u potplimnom okolišu.

midnom klimom, osim ranodijagenetskih dolomitnih kora mogu se izlučivati još **halit**, **gips** i **anhidrit**. Ipak, oni se obično teško mogu očuvati u stijenama, jer se razmjerno brzo otope pod utjecajem oborinskih voda ili morske vode normalnoga saliniteta (sl. 13-7). Gips, primjerice, povremeno može nastati i na humidnim plimnim ravnicama tijekom sušnoga razdoblja, ali se obično ne očuva u stijeni jer se otopi odmah u slijedećoj kišnoj sezoni. Međutim, neke karbonatne stijene taložene u pradavnim plimnim ravnicama, kako je to slučaj kod karbonata plimnih ravnica u aridnim klimatskim područjima, u porama još uvijek sadrže i znatne količine anhidrita i gipsa koji su se uspjeli očuvati (vidi odjeljak 13.2.2).

Breče s crnim fragmentima i valuticama *(black pebble breccia)* nastaju pretaloživanjem erozijskih ostataka crnih reduktivnih vapnenačkih taloga priobalnih močvara, bara i blatišta bogatih organskom tvari i piritom nastalim djelatnošću bakterija koje reduciraju sulfate. U pravilu se pretaložavaju u depresije, udubljenja i plimne kanale na periplimnim, posebice plimnim i plitkim potplimnim okolišima (sl. 13-10). Crna blatišta, močvare i bare, koje postupno prelaze u brakične ili slatkovodne bare s reduktivnim uvjetima, mogu nastati u uleknućima i depresijama na natplimnoj zoni (*supratidalu*) u područjima s humidnom klimom. Djelatnošću bakterija koje reduciraju sulfate (čime se izlučuje pirit), kao i zbog obilja organske tvari, karbonatni talozi na rubovima i dnu bara i močvara dobivaju crnu boju (sl. 12-8 i 13-21D). Takvi su crni talozi u fazi tonjenja ili povišenja morske razine, odnosno pri olujnim ili visokim plimnim valovima, malo-pomalo erodirani, a odlomljeni komadi - crni fragmenti i crne valutice (*black pebbles*) naplavljeni u depresije i plimne kanale na plimnoj ravnici, natplimnom, plimnom ili plitkom potplimnom okolišu (sl. 13-10). Obično se talože zajedno s ostalim karbonatnim, a ponegdje i glinovitim detritusom tvoreći *black pebble*-breče unutar ciklusa oplićavanja naviše (sl. 12-7A i 12-8). Zbog brzoga prekrivanja novim talozima crni fragmenti i valutice su dobro izolirani od oksidacijskih procesa, pa se njihova crna boja fosilno očuva (sl. 13-21D). Za razliku od njih *in situ* očuvani crni močvarni talozi od kojih potječu su ili potpuno erodirani ili postupno izblijedili oksidacijskim procesima nakon što su reduktivni uvjeti prestali postojati zbog subaerskog izlaganja i povremene erozije djelatnošću visokih i olujnih plima i valova (Tišljar, 1986). To je objašnjenje činjenice da u ciklusima oplićavanja naviše u kojima se nalaze crne valutice i *black pebble*-breče, ali niti u njihovoj okolici, nigdje nisu pronađeni *in situ* očuvani slojevi crnih vapnenaca.

Pojava crnih valutica ili breča s crnim klastima unutar plitkomorskih, najčešće periplimnih vapnenaca, uvijek je dobar indikator oplićavanja i postojanja natplimnih reduktivnih uvjeta i okoliša taloženja (Ward et al., 1970; Strasser & Davaud, 1983). Takve se pojave često nalaze u ciklusima oplićavanja naviše (sl. 12-7A, 12-8 i 13-3) i u obalnoj zoni u blizini reduktivnih priobalnih močvara i blatišta nastalih pri relativnom snižavanju morske razine i emerzijama (Tišljar, 1986; Tišljar et al., 1995).

Na oslađena ili bočata jezerca u natplimnoj zoni ukazuju nalazi haraceja (sl. 3-1A), a na duža razdoblja bez utjecaja mora masovna pojava mikrokodija u vapnencima, slično kao što je to slučaj u vadoznoj zoni (vidi poglavlje 13.1).

U natplimnim (*supratidalnim*) karbonatima, a osobito ranodijagenetskim dolomitima, često se nalaze horizonti izloženi subaerskom trošenju i dugotrajnim pedogenetskim procesima ili stvaranju paleotla, a nerijetko i pradavnome okršavanju. Tipičan primjer takvih procesa su poznati **loferiti** ili **loferski ciklusi** (Fischer, 1964), sastavljeni od tri člana. Član A, koji se sastoji od crvenih i zelenih glina s reliktima podinskih karbonata, razvijen na nepravilno izluženoj i okršenoj površini člana C, Fischer (1964) je smatrao početnim članom ciklusa i interpretirao ga kao subaerski član - **horizont paleotla**. Član B se u donjemu dijelu sastoji od laminiranog i brečiranog dolomikrita ili dolomitičnih peloidalnih pekstona/vekstona (= *pellet and homogenous loferites*), a u gornjemu dijelu od fenestralnih i stromatolitnih dolomita (= *algal mat loferite*). Interpretiran je kao *intertidalno-supratidalni* talog. Član C je interpretiran kao potplimni talog, a sastoji se od masivnih bioklastičnih vapnenaca debljine od 1 do 20 m koji sadrže obilje ljuštura megalodona i drugih školjkaša, bioklasta koralja, briozoja, brahiopoda i alga, te foraminifera i onkoida (= *megalodon limestone*). Tako sastavljeni **loferski ciklusi** interpretirani su kao transgresivni alociklusi, odnosno **ciklusi produbljavanja naviše**. Oni započinju paleotlom na *subtidalnim* vapnencima na kojemu slijede *intertidalni/supratidalni* loferiti s prijelazom naviše u megalodonske *subtidalne* taloge kao posljedica porasta morske razine i transgresije, tj. pomaka obalne crte prema kopnu. Fischer (1964) smatra da član A - **paleotlo** - prekriva *subtidalne* taloge koji su zbog opadanja morske razine bili izloženi subaerskome trošenju i okršavanju, a oscilacije morske razine tumači kao cikluse trajanja od 50.000-100.000 godina uzrokovane orbitalnim silama, tj. Milankovićevim ciklusima.

Danas, međutim, ima dokaza da redoslijed i vertikalni slijed članova u loferskim ciklusima može biti i drukčiji od onoga kako ga je opisao i interpretirao Fischer (1964). Tako postoje mišljenja da ciklusi nisu posljedica eustatičkih kolebanja morske razine uzrokovanih orbitalnim silama već lokalnih promjena klimatskih uvjeta (Haas, 1982), snažnih potresa (Cisne, 1986), ili da su to asimetrični ciklusi oplićavanja i produbljavanja naviše (Bechstädt et al., 1987; Goldhammer et al., 1990).

Rezultati istraživanja loferskih ciklusa (Goldhammer et al., 1990) u trijaskim sedimentima dolomitnog masiva Steinernes Meer u blizini *locus typicusa* loferita u Loferer Steinberge pokazuju da pretežu ciklusi oplićavanja naviše čiji je prvi član *subtidalni* megalodonski vapnenac (= Fischerov član C), a drugi član ima dva potčlana, B_1 - *intertidalni* dolomitični peloidalni vekston/pekston (= Fischerov B član ili *pellet and homogenous loferites*) i B_2 - *supratidalni* laminirani dolomit (= Fischerov B član ili *algal mat loferite*).

Treći član nije razvijen u svim ciklusima, a zastupljen je intraformacijskim konglomeratom koji sadrži zeleni i crveni glinoviti matriks i ima značajke paleotla, jer je nastao u subaerskim uvjetima. U takvim ciklusima oplićavanja naviše vertikalni je slijed članova drukčiji od onoga kako ga je postavio Fischer (1964), tj. taložni slijed Fischerovih članova je C-B_1-B_2-A (gdje je član C = *subtidalni*, B_1 = *intertidalni* homogeni, B_2 = *supratidalni* laminirani stromatolitni, a član A = subaerski talog - paleotlo, odnosno produkt subaerskoga trošenja).

Ova posljednja interpretacija, kao i građa ciklusa koji su često bez trećega člana, tj. paleotla, odgovara sastavu i interpretaciji ciklusa oplićavanja naviše koji su vrlo česti u gornjotrijaskim dolomitima (Hauptdolomitima) Senjskoga bila, Plešivice, Žumberačkog i Samoborskog gorja i Medvednice (vidi sl. 12-11).

13.2.2. *Sabkha* okoliš

U gornjem dijelu periplimnoga područja, koje se od plimne zone ili plimne ravnice proteže duž niske obale, u udubljenjima i depresijama od plimne prema natplimnoj zoni često može zaostajati morska voda u obliku slanih bara i salina. To je područje zbog specifične sedimentacije u uvjetima aridne klime, uz evaporaciju i stvaranje ranodijagenetskih dolomita i/ili evaporita (odjeljci 6.2.1 i 9.1.1), poznato kao *sabkha*-okoliš (sl. 6-4, 9-1 i 9-4).

Postanak *sabkha*-okoliša izravno je, kao i postanak plimnih ravnica, vezan uz postupnu migraciju obalne crte i povremena preplavljivanja natplimne zone morskom vodom tijekom visokih plima i olujnih valova. Pri takvim preplavljivanjima uz morsku je vodu na natplimnu zonu naplavljena i znatna količina vapnenačkoga taloga, uglavnom mulja u obliku tankih lamina ili proslojaka (sl. 13-7) sa ili bez tankih lamina karbonatnoga pijeska. Muljevi se redovito odlikuju pukotinama isušivanja, a mjestimice u gornjoj potplimnoj i natplimnoj zoni pored dolomita sadrže i nakupine evaporitnih minerala - gipsa, anhidrita i halita, te manje količine magnezita i celestina.

Na plimnim ravnicama područja sa suhom klimom, gdje su godišnje oborine manje od 20 mm, u prijelaznoj zoni između *intertidala* i *supratidala* nastaje gips kao **gipsna kaša** (*gypsum mush*), tj. smjesa kristala gipsa i karbonatnoga mulja slična sitnim kristalima leda u sladoledu (sl. 9-1). Obično su to gipsni kristali dužine oko 2 mm, koji se tijekom rasta utiskuju u cijanobakterijske lamine i na taj ih način deformiraju. U donjem dijelu *intertidalne* zone slojevi gipsne kaše mogu se rasprostirati na većoj površini i doseći debljinu od 30 i više centimetara, pri čemu bočno u *supratidal* postupno prelaze u povijeni sitnokristalasti **nodularni anhidrit** (sl. 9-3). Smatra se da su te nodule u početnoj fazi nastale dehidratacijom gipsa (Butler et al., 1982). Anhidrit se mjestimice pojavljuje u obliku pojedinačnih nodula, a najčešće u tanjim ili debljim slojevima. Kao rezultat rasta anhidritnih nodula potiskivanjem okolnoga karbonatnog taloga, anhidritni slojevi u donjem dijelu imaju tzv. "bodljikavu strukturu" (*chicken-wire texture*) koja je izgrađena od relikata izvornog taloga između anhidritnih nodula. Oko nodula mogu nastati i tanke prevlake stapanja anhidrita i *sabkha* taloga (ranodijagenetskih dolomita ili vapnenaca), i izrazito svinute, "borane" lamine poznate kao **enterolitno boranje** ili **enterolitne strukture** (vidi poglavlje 9.2). Anhidriti s *chicken-wire* strukturom naviše postupno prelaze u raskinute anhidritne lamine i slojeve manje debljine.

Koliko nodularnoga anhidrita pripada primarno izlučenom anhidritu, a koji udio je nastao dehidratacijom iz gipsa nije potpuno jasno. U priobalnim plimnim ravnicama u rubnim dijelovima *sabkhe* prema obali, gdje je *sabkha* često izložena utjecaju oborinskih ili slatkih podzemnih voda, anhidrit se može djelomice hidratizirati u gips, a taj je proces posebice intenzivan tijekom dijageneze u podzemnoj meteorskoj zoni (poglavlje 9.2).

Na plimnim ravnicama u područjima sa suhom klimom gips može nastati u obliku velikih izoliranih kristalnih rozeta, tzv. "pustinjskih cvijetova", promjera i do nekoliko centimetara, koji su nepravilno raštrkani po laminiranim karbonatnim talozima i cijanobakterijskim livadama u periplimnoj zoni (sl. 13-7). Rjeđe se u takvim okolišima u zajednici s anhidritom nalazi i celestin - stroncijev evaporitni mineral ($SrSO_4$), ali se uglavnom teško očuva tijekom rane dijageneze.

Tipični sedimenti *sabkha*-okoliša su ranodijagenetski dolomiti i nodularni anhidriti taloženi u obliku **regresivnih *sabkha* ciklusa**, kako je to podrobnije opisano u odjeljku 9.1.1 i prikazano na sl. 9-1 do 9-4. Naime, pri progradaciji, tj. migraciji natplimne i plimne zone od obale prema laguni, nastaje taložni slijed koji započinje lagunskim vapnencima na kojima slijede *intertidalni* i *supratidalni* sedimenti, a završava *sabkha* nodularnim anhidritima (vidi sl. 9-1 do 9-4).

Hoće li se u *sabkha* uvjetima izlučiti gips ili anhidrit prije svega ovisi o koncentraciji i temperaturi vode u obalnim salinama ili *sabkhama* i plitkoj morskoj vodi plimne zone (*intertidala*). Kako je to podrobnije obrazloženo u poglavlju 9.1, gips se izlučuje u plimnoj zoni i na prijelazu u natplimnu zonu pri koncentraciji morske vode koja još nema dovoljnu vrijednost za izlučivanje anhidrita (vidi sl. 9-1 i tablicu 9-1) te u početnom stadiju isušivanja *sabkhe* dok još nije dostignuta koncentracija potrebna za izlučivanje anhidrita. Tu se unutar plimnih vapnenačkih taloga gips nalazi u obliku "gipsne kaše" (sl. 9-1). Kad je u *sabkhi* postignuta potrebna koncentracija vode (tablica 9-1 i sl. 9-1) izlučuje se nodularni anhidrit, koji oko nodula sadrži deblje ili tanje proslojke, lamine ili filmove dolomita (sl. 9-3). Pri idealnim *sabkha*-uvjetima nastaju regresivni *sabkha*-ciklusi, odnosno sedimenti s ritmičnom izmjenom tri litološka člana, kako je to podrobnije prikazano u odjeljku 9.1.1 i na sl. 9-2 i 9-4.

13.2.3. Plimni okoliš (*intertidal*)

Plimni okoliš ili ***intertidal*** *vrlo je blago, ravno područje ili zona koja je za vrijeme normalne oseke iznad, a tijekom normalne plime ispod morske razine* (sl. 9-4 i 13-6). **Plimna** ili ***intertidalna* zona** *je vrlo blago nagnut ili gotovo ravan pojas između natplimnoga i potplimnoga dijela plimne ravnice duž obalne crte ili oko obala niskih otoka.* S jedne je strane vezana na natplimnu zonu (*supratidal*), a s druge, prema moru okrenute strane, na plitku potplimnu zonu, zaštićenu niskoenergijsku lagunu ili zaljev (tablica 10-2 i sl. 9-4 i 13-6), a ponegdje i lagunu iza pješčanih barijernih prudova (sl. 13-18). Bitna značajka plimnih zona, kao i plimnih ravnica, je njihovo stalno naizmjenično preplavljivanje morskom vodom pri plimama i njihovo izronjavanje pri osekama.

Kod vrlo blagoga nagiba i ravnoga obalnog područja, što je vrlo čest slučaj na karbonatnim platformama u područjima sa srednjim i visokim plimama (*mesotidal*, *macrotidal*), plimna zona može imati veliku površinu, uz veliku dužinu i širinu od par kilometara. U humidnim klimatskim područjima, posebice u transgresivnom ili "*offlap*" taložnom sustavu, plimne zone sadrže mnogobrojne manje ili veće granasto razvedene plimne kanale (sl. 13-6), po kojima na ravnicu nadiru vode plima, a pri osekama otječu ponovno u more. Kao sinonim za plimni okoliš ili *intertidal* ponekad se koristi i naziv eulitoral (tablica 10-2).

Glavno obilježje gornjega dijela plimne zone u uvjetima niske energije, a posebice na plimnim ravnicama, jesu tankolaminirani muljeviti karbonatni sedimenti s obiljem livada cijanobakterija koje stvaraju **LLH-stromatolite** ili **cijanobakterijske laminacije** (*cyanobacterial laminations*). Uz laminaciju često pokazuju još i fenestralnu građu i pukotine isušivanja (vidi poglavlje 3.7 i sl. 3-7 do 3-9, 12-2 do 12-5, 13-9 i 13-12B). Uz velike količine vapnenačkoga mulja redovito sadrže i značajne količine peleta (sl. 3-8B i 13-12B), peloida i skeleta i bioklasta bentosnih fora-

minifera, zelenih alga i puževa. Odnos zrna i mulja (mikrita) u vapnencima plimne zone, ne računajući taloge plimnih kanala, varira od 1:9 do 1:1 (Flügel, 1982).

LLH-stromatoliti i "algalne laminacije" odlikuju se valovitim laminama male debljine, uglavnom milimetarskih dimenzija, koje se obično nalaze u zajednici s fenestralnom građom (sl. 3-8, 3-9, 13-9 i 13-12B). Lamine mogu biti deformirane u antiformne oblike poznate pod imenom "*tepee structures*" (vidi odjeljak 13.2.1). Stromatoliti se, u pravilu, izmjenjuju s tanjim ili debljim laminama, proslojcima i slojevima mikrita, pelmikrita ili pelsparita koji sadrže varijabilni udio fekalnih peleta i skeleta zelenih alga, ostrakoda, gastropoda i karbonatnog mulja. U takvim se slučajevima često pojavljuju kao završni članovi ciklusa oplićavanja naviše, kako je to prikazano na sl. 12-2 do 12-4.

Morfologija stromatolita izravna je posljedica energije vode (vidi poglavlje 3.7), pa je dobar pokazatelj uvjeta koji su prevladavali u plimnoj zoni i na plimnoj ravnici. Tako se na plimnim ravnicama koje su izložene jakim valovima i olujnim plimama pojavljuju **stupasti** ili **kolumnarni stromatoliti** (*columnar structures*), za razliku od zaštićenih niskoenergijskih plimnih ravnica i plimnih zona s niskim reljefom u kojima nastaju **planarni tankolaminirani stromatoliti** (*stratiform cryptalgal sheets*), koji se odlikuju blagim reljefom amplituda do 4 cm. Iza rtova, u zaljevima i uvalama koje su manje izložene valovima nalaze se **izduženi stupasti stromatoliti** (*elongated columns*), s dužim osima orijentiranim palalelno smjeru naleta valova (Hoffman, 1976).

Uz LLH-stromatolite za gornji dio plimne zone (*upper intertidal*) karakteristični su laminirani vapnenci s učestalom izmjenom pelsparita/pelmikrita i mikrita sa stromatolitnim ili cijanobakterijskim laminama. Udio stromatolitnih lamina obično raste prema natplimnoj zoni usporedno s učestalošću laminoidnih i izduženih (planarnih) fenestra (sl. 3-8B) te desikacijskih pukotina (sl. 3-8A). Tamo gdje su cijanobakterijske lamine česte prevladavaju laminoidne ili planarne fenestre, a tamo gdje cijanobakterijske lamine izostaju obično se nalaze nepravilne mjehuraste "šupljine ptičjega oka".

Tanka laminacija u sedimentima plimnih ravnica i periplimnih zona može, osim životnom aktivnošću cijanobakterija, nastati i taloženjem tankih naslaga karbonatnoga mulja naplavljivanim na gornji dio plimne zone normalnim plimnim strujama. Najveći dio sedimenta, odnosno proslojaka i slojeva koji se izmjenjuju sa stromatolitima, taložen je plimama i valovima tijekom povremenih jakih olujnih nevremena te djelatnošću visokih plima (dva puta mjesečno za mladaka i uštapa).

Pukotine isušivanja manjih dimenzija u vapnencima taloženim u gornjem dijelu plimne zone posebice su karakteristične za stromatolitne lamine (sl. 13-9B), a one većih dimenzija i poligonalnog oblika obično se nalaze na površinama muljevitih vapnenaca (sl. 12-5 i 12-6), kako je to objašnjeno u odjeljku 13.2.1. Pucanjem muljevitog sedimenta pri isušivanju u gornjem dijelu plimne zone tijekom oseke, kao i razaranjem *tepee*-struktura, nastaju pločasti, brzo isušeni i zbog toga jače očvrsnuti, tankopločasti korasti komadi - intraklasti - koje plimna struja raznosi po plimnoj zoni. Nakupljanjem takvih plosnatih komada nastaju intraformacijske breče poznate pod imenom **desikacijske breče** ili **breče s plosnatim fragmentima** (*edgewise breccia*), kako je to podrobnije objašnjeno u odjeljku 7.2.1.

U donjem dijelu plimne zone ili donjem *intertidalu*, kao i plitkoj potplimnoj zoni, laminacija je često uništena bioturbacijom jer su tu, za razliku od gornjega dijela plimne i natplime zone, prevladavali povoljni ekološki uvjeti za život organizama koji se hrane muljem, ukopavaju u mulj, ruju po mulju ili u njemu traže svoju hranu. Periplimni pelmikriti i mikriti koji se izmjenjuju sa stromatolitima obično sadrže vertikalne i subvertikalne tragove rovanja (bioturbacije), koji su osobito

karakteristični za donji *intertidal*. Naime, organizmi koji žive u muljevitu talogu plimne zone nastoje se tijekom oseke ukopati što dublje u vlažni mulj kako bi se zaštitili od isušivanja koje je najjače u površinskome dijelu taloga. U srednjem i donjem dijelu plimne zone obično obitavaju sitni račići koji ruju po talogu i male ribe koje se pri oseki ukopavaju u talog i u zasjedi čekaju kako bi ih uhvatile, zbog čega su takvi talozi uglavnom potpuno bioturbirani, pa u njima nije očuvana prvobitna laminacija. Od potplimnih taloga se obično razlikuju po nešto svijetlijoj boji, kao posljedici oksidacije taloga čiji intenzitet raste prema gornjem dijelu *intertidala* gdje su talozi najduže vremena izloženi izronjavanju i oksidaciji. Osim toga, plimni su talozi obilježeni manjom raznovrsnošću fosilne flore i faune, kao i prisutnošću brojnih **plimnih kanala**. Zbog toga se u starim plimnim vapnencima nerijetko nalaze zrnasti varijeteti vapnenaca koji ispunjavaju plimne kanale.

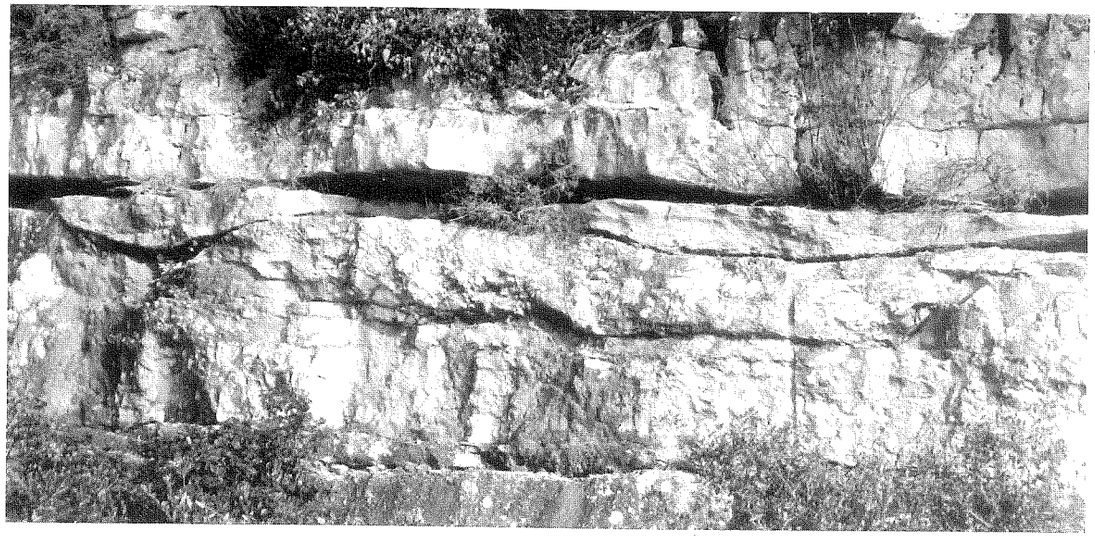
Unutar *intertidalnih* vapnenaca mjestimice se mogu pojaviti i tanji ulošci **breča s crnim valuticama i fragmentima** (*black pebble*) i erodirani gornji dijelovi slojeva (sl. 13-10).

U vapnencima plimne zone, odnosno *intertidalnog* facijesa, mogu se naći i manje količine evaporitnih minerala, vadoznog silta i vadoznih ooida. Oni su naplavljeni s natplimne zone, zajedno s agregiranim zrnima, onkoidima, intraklastima, skeletima i obavijenim bioklastima. Takvi tanji ili deblji ulošci i proslojci sitnozrnastog i krupnozrnastog karbonatnog detritusa obično su taloženi olujnim valovima (sl. 7-5 i 12-3). Ovakvi su talozi na plimnim ravnicama i plimnim zonama poznati pod imenom **talozi olujnih plima** (*stormtide deposits*) ili **intraformacijske plimne breče**. Nakon prestanka olujnog događaja oni su postupno prekriveni plimnim ili potplimnim talozima (sl. 7-5).

Talozi olujnih plima koji su bili naplavljeni u gornji dio plimne zone i na natplimnu zonu na plimnoj ravnici mogu prije prekrivanja novim sedimentima biti izloženi i vadoznim uvjetima, tj. duže se vrijeme nalaziti pod utjecajem meteorskih voda, jer morska voda značajniji utjecaj na njih ima uglavnom samo pri najvišim plimama. Zbog toga talozi olujnih plima često uz cemente karakteristične za stijene plaža (odjeljak 13.4.2) pokazuju i vadozne dijagenetske tvorevine: sadrže vadozne pizoide, intraklaste s pizoidnim ovojima, meniskusni i mikrostalaktitni cement i vadozni kristalni silt. Takve vapnence, primjerice, nalazimo kao završne članove ciklusa oplićavanja naviše u malmu Lastova ("vadozni ciklusi" - Tišljar, 1985; sl. 12-10), titonu Gorskoga kotara (sl. 12-9) i zapadne Istre (sl. 12-7A).

Unutar vapnenaca plimne zone mogu se naći i **tempestitne** ili **olujne kokine**, odnosno vapnenci sastavljeni od fragmenata ili cijelih ljuštura školjkaša koje su olujni valovi i olujne plime naplavili na plimnu ravnicu ili *intertidal*, kao što su to, primjerice, litiotidne kokine u srednjem lijasu Malog Halana na južnom Velebitu (Tišljar et al., 1991b; Tišljar & Velić, 1991) i **ostrejske kokine** u cenomanu južne Istre (Tišljar et al., 1998).

Periplimni vapnenački talozi su zbog opetovanog preplavljivanja morskom vodom tijekom plima i pri jačim valovima, te izlaganja subaerskim uvjetima pri osekama, izloženi posebnim uvjetima cementacije. Uz **cementaciju tipa stijena plaža** (*beach rock cementation*), koja je tipična za okoliše na prednjem žalu (vidi odjeljke 5.1.1 i 13.4.2 te sl. 5-2B) i taloge na plimnim ravnicama, tu nastaju još i kalcitni ili aragonitni cementi u obliku inkrustacija ili nepravilnih kora, tzv. koniatolita (*coniatolites*), ili inkrustacija zrna u obliku pizoida ili pizoidnih kora. Takve inkrustacije obično imaju građu sličnu meteorskom vadoznom cementu, jer im je u porama izlučen mikrostalaktitni i meniskusni cement, glavni dio inkrustacije čine igličasti (acikularni) aragonitni i mikritni visokomagnezijski kalcitni cementi, a u zonama s jakim utjecajem meteorske vode i mikritni niskomagnezijski kalcitni cement. Oko zrna unutar *tepee*-struktura često se nalaze otkinuti rubovi kalcitnoga ili aragonitnoga cementa kao posljedi-



Slika 13-11 Plimni kanali različitih dubina i širina u periplimnim vekstonima i stromatolitima ispunjeni peloidno-intraklastičnim grejnstonima/pekstonima. Donja kreda (otriv), Gustinja, zapadna obale Istre južno od Rovinja.

ca deformacija taloga nakon izlučivanja cementa oko zrna (Tucker & Wright, 1990).

U donjem dijelu plimne zone izlučuje se acikularni aragonitni cement u obliku izopahnih slojeva ili izopahnih poruba (*isopachous layers*, *isopachous fringes*), odnosno tankih slojeva po rubovima zrna ili pora izgrađenim od igličastih kristala podjednakih dimenzija (vidi poglavlje 5.3). Za srednji i gornji dio plimne, kao i natplimne zone karakterističan je unutar pora asimetrično raspoređeni aragonitni cement u obliku meniskusnog ili mikrostalaktitnog cementa.

Plimni kanali su posebna značajka plimnih ravnica, a uključuju i dijelove potplimnih okoliša. Dimenzije su im jako različite, tako da im je dubina od nekoliko centimetara ili decimetara do 3 m, pri čemu oplićavaju od potplimne prema natplimnoj zoni, gdje su obično prstasto razgranati i postupnim oplićavanjem nestaju (sl. 13-6). Širina im može biti od nekoliko decimetara pa do više desetaka, čak i stotina metara (sl. 13-11). Plimni kanali nemaju stalni položaj već neprestano bočno migriraju poput korita meandrirajućih rijeka, a predstavljaju glavne distribucijske putove za donos taloga iz potplimne zone na plimnu ravnicu. Zbog stalnoga meandriranja i bočne migracije plimni kanali mogu pretaložiti veliki dio, a ponegdje i gotovo sve taloge plimne zone, koje erodiraju i pretaložavaju u obliku **ciklusa positnjavanja** i **oplićavanja naviše** koji su vrlo česta značajka taložnih slijedova plimnih kanala. Plimni su kanali najčešće ispunjeni radstonima i grejnstonima do pekstonima (sl. 12-7B), a preko zrnastih plimnih kanalnih taloga nakon što je kanal potpuno ispunjen slijede tipični laminirani periplimni karbonati.

Ciklusi oplićavanja naviše taloženi u plimnim kanalima u pravilu započinju *lag*-sedimentom u obliku krupnozrnastih pločastih intraklasta sa ili bez ljuštura i bioklasta školjkaša. Intraklasti uglavnom potječu od pretaložavanja sušenjima raspucanih laminiranih muljeva i/ili stromatolitnih lamina s natplimne zone i gornjega dijela plimne zone. Na njima slijede grejnstoni, obično s

gradacijskom slojevitošću, koji se sastoje od dobro sortiranih skeleta i/ili bioklasta gastropoda, bentosnih foraminifera i zelenih alga, intraklasta i peleta/peloida. Grejnstoni naviše postupno prelaze u bioturbirane pekstone, odnosno bioturbirani sitnozrnasti vapnenački pijesak (izgrađen od bentosnih foraminifera, bioklasta, peleta/peloida) pomiješan s manjom ili većom količinom vapnenačkoga mulja. Premda su u plimnom kanalu talozi primarno bili horizontalno ili koso slojeviti, zbog intenzivne aktivnosti organizama koji ruju i prekopavaju talog ti su slojni oblici u pravilu obično razoreni bioturbiranjem. Među fosilnom florom i faunom u talozima plimnih kanala najčešći su organizmi koji su obitavali u niskoenergijskim uvjetima potplimne zone i plimne ravnice.

Vrlo je bitna značajka sedimenata koji ispunjavaju plimne kanale na plimnoj ravnici njihova visoka poroznost i propusnost u odnosu na slaboporozne i slabopropusne taloge ostaloga dijela plimne ravnice. Na taj je način nakon prekrivanja novim sedimentima i tijekom dijageneze osigurana dobra cirkulacija pornih fluida duboko u naslage plimne ravnice, što uz već ionako brzu litifikaciju natplimnih i plimnih taloga i stvaranje ranodijagenetskih dolomitnih kora, bitno ubrzava ranodijagenetske procese cementacije i ranodijagenetske dolomitizacije (vidi sl. 6-4 i 6-5) ili naknadne dolomitizacije pri migraciji miješane zone morske i slatke vode (vidi sl. 6-2 i 6-3).

13.2.4. Plitki potplimni okoliš (*shallow subtidal*)

Potplimnim se **okolišima** (*subtidal*) *naziva zona najnižega dijela plimne ravnice ili periplimnoga područja niskoenergijskih laguna ili zaštićenih plićaka koja se stalno nalazi ispod morske razine.*

Zbog razmjerno velikoga raspona dubine mora kojom je obuhvaćen potplimni okoliš ili *subtidal*, a s tim u vezi i mogućnošću vrlo velike varijabilnosti ekoloških, fizikalnih i sedimentoloških uvjeta koji uzrokuju razlike u teksturnim, strukturnim, biološkim i litološkim značajkama sedimenata taloženih u tako široko definiranom okolišu, potplimna je zona s obzirom na dubinu mora obično podijeljena na plitku potplimnu zonu (*shallow subtidal*) i dublju potplimnu zonu (*deeper subtidal*). Sedimentološke značajke i razlike u definicijama i nazivlju okoliša unutar dublje potplimne zone ili dubljega *subtidala* podrobnije su prikazane u odjeljku 13.3.2.

Plitki potplimni okoliš (*shallow subtidal*) *obuhvaća plitkomorsko područje zaštićenih plićaka i laguna s karbonatnom sedimentacijom od razine oseke pa do dubine od 10 do 15 m, do koje se osjeća utjecaj struja plime i oseke i do koje je moguć optimalan rast i razvoj zelenih alga.* Kao donja granica plitkog potplimnog okoliša ili pojasa uzima se dubina od 30 m. Pretežiti dio karbonata biokemijskoga podrijetla nastaje u moru dubine do 10-15 m, tj. u plitkom potplimnom okolišu ili plitkom *subtidalu*, koji se zbog toga često naziva "tvornica karbonata" (vidi poglavlje 2.2). Plitka potplimna zona tvori oko plimne zone široki plitkomorski pojas prema moru, koji ima presudnu ulogu za postojanje plimne ravnice jer je upravo potplimna zona izvorište taloga neophodno potrebnih za tvorbu, postojanje i progradaciju plimne ravnice. Smatra se da plimna ravnica može nastati i održati se samo u slučaju da od plimne zone (*intertidal*) prema moru postoji plitka potplimna zona širine nekoliko kilometara (obično ne manje od 5 km) koja se odlikuje niskom energijom i velikom produkcijom vapnenačkih, pretežito muljevitih i peletnih taloga koji se neprestano u suspenziji plimnim strujama, visokim i olujnim plimama i valovima prenose na plimnu ravnicu.

Plitki potplimni okoliš odlikuje se obiljem vapnenačkoga mulja i peleta te skeleta i/ili bioklasta alga i invertebrata, osobito bentosnih foraminifera, vapnenačkih spužava, hidrozoja, briozoja, crva i gastropoda, koji su prilagođeni životu u takvim uvjetima. Od ostalih komponenata vapnenaca tu su u uvjetima niske energije obilno prisutna agregirana zrna i algalni onkoidi, a mogu se pojavi-

ti još i SH-stromatoliti ili "*Cryptozoon* stromatoliti". Takvi su talozi gotovo uvijek homogenizirani bioturbacijama, pa u njima nisu očuvane nikakve primarne sedimentne teksturno-strukturne značajke. Budući da nikada nisu izloženi subaerskim uvjetima, tj. nisu bili izronjeni iznad morske razine, obično imaju karakterističnu sivu, pjegastosivu i mrljastosivu boju.

13.2.5. Progradacija plimne ravnice i postanak periplimnih ciklusa oplićavanja naviše

Progradacija je jedan od najvažnijih taložnih procesa na plimnim ravnicama, plimnim i natplimnim zonama. Da bi do progradacije uopće moglo doći prijeko je potrebno da su donos i akumulacija taloga općenito uvijek veći od odnosa sedimenta s tog područja. Progradacija se zbiva uvijek kad intenzitet donosa i akumulacije taloga prevladava nad obrocima odnošenja taloga s plimne ravnice uz stagniranje ili niske iznose dizanja morske razine, odnosno uvijek kad su obroci subsidencije manji od obroka taloženja. To, uz relativno snižavanje morske razine, uvijek dovodi do brzog zapunjavanja lagune ili potplimnoga plićaka i pomicanja obalne crte u smjeru mora, kako je to shematski prikazano na sl. 12-12A. No, progradacija nastupa i u slučajevima postupnoga blagog globalnog ili relativnog snižavanja morske razine, zbog tektonike i drugih alocikličkih procesa (vidi poglavlje 12.2).

Pri progradaciji bitnu ulogu imaju dva procesa:

a) proces razmjerno brzog ispunjavanja plitke potplimne zone (*shallow subtidal*) sedimentom uz pomicanje obalne crte sve dalje u plićak ili lagunu (sl. 12-12A), i

b) proces nastajanja plimnih zona i plimnih ravnica na mjestima gdje je prije bila potplimna zona, tj. zbog većih obroka taloženja od obroka tonjenja na postojećim se potplimnim talozima talože sedimenti plimne zone i/ili plimne ravnice, a na njima natplimni, *sabkha* ili terestički sedimenti. Pri tome se potplimna i plimna zona pomiču sve dalje u lagunu ili plićak (sl. 12-12B). Drugim riječima, na potplimnim ili lagunskim sedimentima talože se plimni, a ponegdje potom i natplimni sedimenti u obliku ciklusa oplićavanja naviše (sl. 12-2 do 12-6).

U plićacima karbonatnih platforma progradacija može u geološkom pogledu biti vrlo brzi proces. Progradacija obalne linije u smjeru mora u Arapskom zaljevu, primjerice, iznosi 5 km na 4.000 godina (Evans et al., 1969), a na plimnoj ravnici otoka Andros na Bahamima 5 do 20 km za 1.000 godina (Hardie, 1986).

Na plimnim ravnicama i plimnim zonama ili *intertidalu* nastaju **plimni kanali**, koji tijekom postojanja i progradacije plimne ravnice nisu fiksirani na jednome mjestu već u pravilu postupno bočno migriraju po plimnoj ravnici ili potplimnoj zoni. Plimni kanali su osebujni okoliši taloženja na plimnim ravnicama i općenito plimnoj i natplimnoj zoni (sl. 13-6). Za niskoenergijske plimne ravnice i plimne zone tipični su plitki, većinom samo do 3 m duboki, ali do 100 m široki plimni kanali s oplićavanjem i sužavanjem od donjeg prema gornjem dijelu plimne zone ili plimne ravnice. Po njima pri plimama morska voda prodire duboko u plimnu ravnicu, pri čemu može snažno erodirati njezine taloge ali i sa sobom donositi karbonatni detritus iz lagune ili potplimne zone.

Premda su im bočne migracije u odnosu na progradaciju plimne ravnice vrlo spore (50 m na 3.000 do 5.000 godina - Shinn, 1986), one ipak uzrokuju specifičan tip taloženja, tj. ispunjavanja plimnoga kanala (*tidal channel fill*), a time i vertikalnog redanja taloga u obliku **sekvencija positnjavanja i oplićavanja naviše**. Pri bočnoj migraciji plimni kanali mogu razoriti i pretaložiti manji ili veći, a ponegdje i sav potplimni i plimni talog plimne ravnice.

Periplimni ciklusi oplićavanja naviše obično su posljedica procesa progradacije, tj. migracije plitkomorskih okoliša u smjeru mora ili su, u potplimnoj zoni, posljedica većih obroka taloženja od obroka subsidencije (sl. 12-12A i B). Naime, okoliši s nešto većom dubinom vode, npr. lagune i plitki *subtidal*, postupno se ispunjavaju sedimentima i prelaze u okoliše s plićom vodom, npr. *intertidal* ili *supratidal*. Rezultat je progradacije plimne ravnice i/ili velikih obroka taloženja u potplimnoj zoni, dakle, sedimentacija u regresivnom ciklusu, jer je ispunjavanjem lagune ili plitkog *subtidala* nastao *intertidalni* okoliš, čime je ujedno obalna crta migrirala u smjeru mora (vidi odjeljak 12.1.1 i sl. 12-12A i B). Pojedini tipovi laminacija u plimnim vapnencima rezultat su taloženja pri izmjenama plima i oseka, ali općenito je na većini niskoenergijskih plimnih ravnica i plimnih zona kod normalnih plima taloženo vrlo malo sedimenata.

Potplimni vapnenci se u zajednici s plimnim i natplimnim vapnencima, kao periplimni karbonati, često pojavljuju kao početni članovi ciklusa oplićavanja naviše, kako je to potanko prikazano u odjeljku 12.1.1 i na slikama 12-2 do 12-10. U donjokrednim vapnencima Jadranske karbonatne platforme takvi ciklusi tvore velike debljine vapnenaca. Tako je, primjerice, u gornjem titonu zapadne Istre unutar stotinjak metara debljine naslaga izdvojeno sedamdesetak ciklusa oplićavanja naviše koji su sastavljeni od potplimnih i plimnih članova, a u gornjem malmu zapadnog Gorskog kotara više stotina ciklusa oplićavanja naviše tvori oko 400 m metara debeo slijed plitkomorskih vapnenaca, kako to prikazuje sl. 12-19 (Tišljar & Velić, 1993; Tišljar et al., 1994).

13.3. Potplimni okoliši unutarnjega dijela karbonatne platforme

Potplimni okoliši unutarnjega dijela karbonatne platforme obuhvaćaju lagune i okoliše dubljega dijela potplimne zone (dubljega *subtidala*).

13.3.1. Lagunski okoliši

Okoliši zaštićenih plićaka, laguna i plićaka s mirnom vodom obuhvaćaju niskoenergijske plitkovodne okoliše taloženja karbonata koji su od otvorenoga mora obično odvojeni nekom morfološkom barijerom, primjerice grebenima ili pješčanim prudovima. Takvi prostrani niskoenergijski plićaci na unutarnjem dijelu karbonatne platforme nisu pod izravnim utjecajem vodene mase otvorenoga mora, pa se obično odlikuju povišenom temperaturom vode i nešto povišenim salinitetom.

Lagune *su gotovo potpuno*, a **zaljevi** *djelomice, barijernim otocima, grebenima i sustavom plimnih ravnica zatvorena plikomorska područja, tako da je veza s otvorenim morem kod laguna jako ograničena, a kod zaljeva razmjerno slaba.* Dubina vode pri tomu nije strogo određena, jer ovisi od morfologije morskoga dna i plitkomorskoga sustava, primjerice lagune pojedinih većih **atola** (= otoka s kružnim ili prstenastim grebenskim obrubom) mogu imati dubinu i do 70 m.

Dok se pod terminom **zaštićeni plićak** (*restricted shoal*) i laguna podrazumijevaju plićaci s niskom energijom vode i manje-više povišenim salinitetom, dotle se pod nazivom **plićak s mirnom vodom** (*calm water shoal*) podrazumijeva uglavnom samo plićak s niskom energijom vode i normalnim salinitetom, tj. **niskoenergijski plićak** (*low-energy shoal*). Uz termin zaštićeni plićak često se još koriste i nazivi **dublji *subtidal*** (*deeper subtidal*), sublitoral, odnosno infralitoral, premda to uvijek ne moraju biti sinonimi niti pak označavati okoliše s potpuno jednakim uvjetima.

Izolirani plićaci bez stalnog miješanja vode s otvorenim morem, u kojima je salinitet viši od 70‰, poznati su kao **hiperslane lagune**.

Zaštićeni unutarnji dio karbonatne platforme (kod nekih autora "zaštićeni šelf" - *restricted shelf*) obuhvaća plitkomorski dio unutarnjega dijela karbonatne platforme ("kontinentalnoga šelfa", "otočnoga šelfa") sa slabom cirkulacijom

vode zbog nemogućnosti izlaganja normalnim ili olujnim valovima i morskim strujama, pa se odlikuje nenormalnim salinitetom i obično nešto povišenom temperaturom vode zbog jačeg zagrijavanja i isparavanja široko rasprostranjene vodene mase male dubine. Morska voda zaštićenih plićaka može, za razliku od otvorenih plićaka, biti osiromašena kisikom, pa zbog toga sadržavati i malu količinu nutrijenata. Uobičajena je osiromašena flora i fauna, tj. prisutnost maloga broja vrsta (ali često s velikom množinom jedinki) koje su se dobro prilagodile ekološkim uvjetima zaštićenih plićaka. Posebna su značajka nerijetko smanjene veličine skeleta, odnosno pojava tzv. "patuljaste faune" ili "sitne faune" i aberantni rast s promjenama oblika, kao posljedica nepovoljnih ekoloških uvjeta.

Vapnenački talozi zaštićenih plićaka i laguna ("zaštićenoga šelfa") obiluju tragovima rovanja, prekopavanja i bušenja jazbina (*burrows*). Svi mogu pripadati jednome tipu ili pak nastati od više različitih vrsta organizama. Često zbog intenzivne bioturbacije takvi talozi postaju mrljasti, kako je to primjerice slučaj s "mrljastim vapnencima" ("*fleckenkalk*") srednjega lijasa (vidi odjeljak 5.8.1, sl. 5-12). Krajnji je rezultat takve intenzivne bioturbacije potpuna homogenizacija taloga bez bilo kakvih jasnih ostataka tragova rovanja, prekopavanja i izrade jazbina. U zaštićenim plićacima u kojima je makrobentos jako reduciran brojem vrsta i jedinki, ili potpuno izostaje, primarna laminacija i slojni oblici mogu se dobro očuvati, pa je, primjerice, milimetarski tanka laminacija tipična za vapnence taložene u zaštićenim plićacima i lagunama s anaerobnim uvjetima.

Plićaci unutarnjega dijela karbonatne platforme ("zaštićenoga šelfa") bočno mogu s jedne strane postupno prelaziti u prigrebensko-grebenske plićake ili plićake s bioklastičnim i/ili ooidnim prudovima i višom energijom vode, a s druge strane u plimne ravnice ili priobalne *sabkhe*. Upravo takav njihov smještaj za posljedicu ima smanjenu energiju vode i zaštićenost od normalnih valova i morskih struja, kao i povišenu temperaturu i salinitet.

Lagune, zaljevi i općenito plićaci unutarnjega dijela karbonatne platforme odlikuju se velikim udjelom karbonatnog mulja ili mikrita, s odnosom mikrit:zrna približno 9:1 (Flügel, 1982). Sastav i udio neskeletnih zrna u vapnencima vrlo je dobar pokazatelj taloženja u uvjetima djelomice, a ne potpuno zaštićenih i izoliranih plićaka. Fekalni peleti i peloidi različitoga podrijetla, čiji je udio toliki da se praktički sav vapnenac sastoji samo od njih i mikrita, glavna su značajka takvih okoliša.

Općenito, uz mikrit se u lagunama i zaštićenim plićacima taloži ograničeni broj zrnastih karbonatnih, kako neskeletnih tako i skeletnih, sastojaka ili njihovih bioklasta. Uglavnom pretežu fekalni peleti (sl. 13-12), peloidi, agregirana zrna, onkoidi (sl. 3-3C i D te 13-13A i B), obavijeni bioklasti, zelene alge (sl. 3-1B), ostrakodi, bentosne foraminifere (sl. 3-1C), gastropodi (u pravilu visokozavojitoga tipa kućica), pojedini školjkaši (posebice tankoljušturni školjkaši i rekvijenijski rudisti), kao i serpulitidni crvi.

Fosilna zajednica zelenih alga, ostrakoda, gastropoda i nekih vrsta bentosnih foraminifera (miliolida, fuzulinida) tipično je obilježje vapnenaca zaštićenih plićaka i laguna s povišenim salinitetom. Takvi plićaci s dubinom vode do 10 m pružaju optimalne ekološke uvjete za bujan razvoj zelenih alga i cijanobakterija. Dasikladaceje i cijanobakterije su obilato zastupljene u zaštićenim plićacima s dubinom vode do 5 m i dobro podnose veće promjene saliniteta, tako da su najbolje očuvane upravo u okolišima s povišenim salinitetom koji onemogućava život organizmima koji se njima hrane (osobito gastropodima).

Intenzivna centripetalna mikritizacija i onkoidna obavijanja skeleta, odnosno procesi bioerozije, kao i hvatanja i lijepljenja sitnoga taloga na vlakanca i sluz cijanobakterija (sl. 3-3B, C i D te 13-13) posebno su karakteristični za zaštićene plićake i lagune obilježene niskim obrocima taloženja, kako je to, primjerice, slučaj u donjemu aptu Istre (vidi odjeljak 3.4.3 i baćinelske onkoide na sl. 13-13A i B).

Zrna, bilo skeletna bilo neskeletna, koja se pojavljuju uklopljena u karbonatnom mulju, loše su sortirana, nezaobljena, neabradirana, niskog stupnja sferičnosti i u pravilu bez određene orijentacije, a talozi nemaju zrnsku nego muljevitu potporu (vekston, pekston do floutston). U vapnencima taloženim u zaštićenim plićacima i lagunama česte su pojave horizontalne i subhorizontalne bioturbacije, mikritizacije, ubušivanja, obojenja taloga metalnim oksidima i inkrustacije.

U lagunama i zaštićenim plićacima s povišenim salinitetom (50 do 70‰) mnogi su skeleti, bioklasti i druga karbonatna zrna intenzivno mikritizirani i zahvaćeni bioerozijom, a potpuno nedostaju skeleti i bioklasti organizama koji žive u uvjetima normalnog saliniteta i dobre prozračenosti morske vode, kao što su npr. koralji, bodljikaši i koralinaceje. Obroci sedimentacije, odnosno brzina akumulacije taloga, su mali, tj. taloženje je vrlo polagano.

U lagunama s visokim salinitetom i salinama, odnosno **hipersalnim lagunama** (salinitet iznad 70‰), osim ostrakoda i cijanobakterija u obliku algalnih onkoida i algalnih peleta, nema drugih fosila, ali je često obilna organska tvar biljnoga podrijetla.

13.3.2. Okoliši dubljega dijela potplimne zone (dubljega *subtidala*)

Dublji dio potplimne zone ili dublji *subtidal* (*deeper subtidal*) *s karbonatnom sedimentacijom obuhvaća prostrano područje od plitkoga dijela potplimne zone ili plitkoga subtidala (od dubine mora na kojoj prestaju optimalni ekološki uvjeti za rast i razvoj zelenih alga, posebice dasikladaceja - obično 10-15, a najviše 30 m), pa do dubine do koje dopire Sunčeva svjetlost, tj. donje granice fotičke zone, koja se ovisno o geografskoj širini i klimi najčešće nalazi na dubini od 50 do 200 m.*

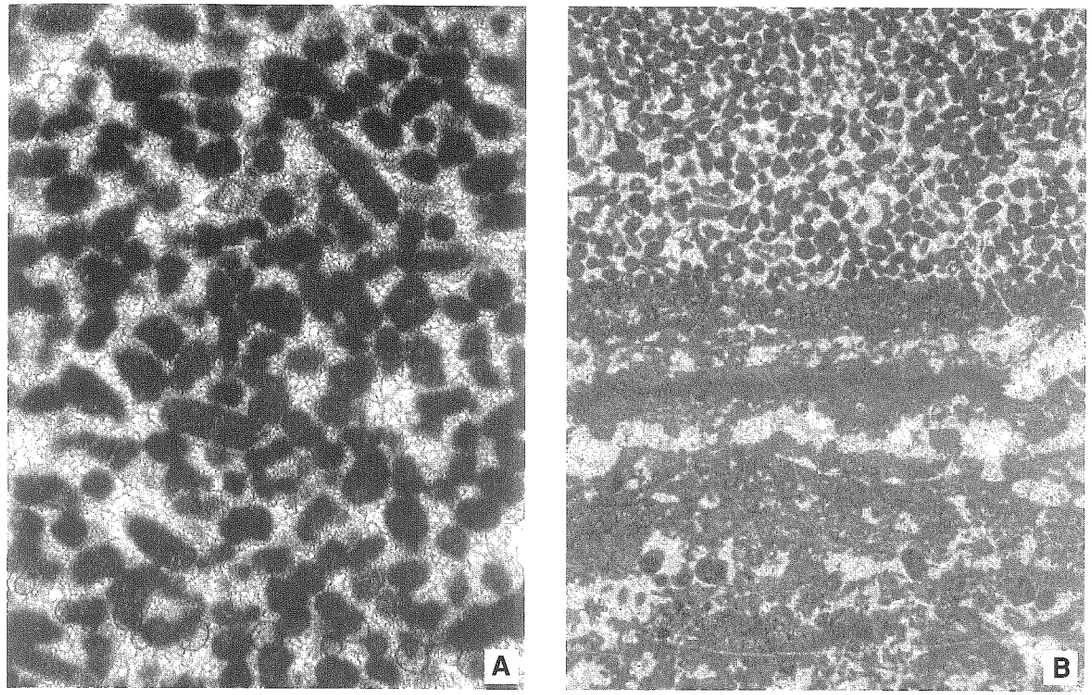
U američkoj literaturi okoliši dubljega dijela plimne zone ili dubljega *subtidala*, odnosno unutarnjega dijela karbonatne platforme, često su obuhvaćeni nazivom "**srednji šelf**" (*middle shelf*) ili "**unutarnji šelf**" (*inner shelf*). Pod tim se nazivima u područjima sa suptropskom i tropskom klimom s temperaturama između 10 i 30°C podrazumijevaju okoliši s normalnim salinitetom i općenito vodom s dovoljno kisika i dubinom mora od desetak metara pa sve do donje granice fotičke zone (Wilson & Jordan, 1991).

Dublji dio potplimne zone ili dublji *subtidal* je marinski okoliš koji više nije ekološki pogodan za bujan rast zelenih alga, posebice dasikladaceja, a može biti pogodan za zajednicu organizama u kojoj invertebrati prevladavaju nad vapnenačkim algama. Fosilna zajednica obično obuhvaća različite rodove i vrste i ukazuje na uvjete normalnoga saliniteta i temperature morske vode. Tipični fosili dubljega dijela potplimne zone su brahiopodi, bodljikaši, krinoidi, nautiloidi, amoniti, kao i mnogi pojedinačni rodovi drugih organizama poput crvenih alga, bentosnih foraminifera i mekušaca (molusaka). Crvene alge - koralinaceje - najbolje uspjevaju u morskoj vodi normalnoga saliniteta dubine do 100 i više metara, odnosno na nešto većim dubinama nego li kodiaceje. Bentosne foraminifere dubljega dijela potplimne zone ili dubljega *subtidala* su krupne, s jako varijabilnim i općenito debljim stijenkama (krupne miliolide, alveoline, numuliti, diskocikline, asiline). Budući da su moluske dosta osjetljive na energiju vode i salinitet i da ne podnose značajnije varijacije ekoloških uvjeta, posebice u pogledu saliniteta, postoje karakteristične vrste i rodovi koji su uglavnom prilagođeni životu u uvjetima zaštićenog, unutarnjeg ili vanjskog, otvorenog dijela platforme. Dok su tankoljušturni školjkaši, uz obično manje dimenzije ljuštura, tipični za zaštićene plićake ili niskoenergijske plićake s muljevitim dnom, pa se u pravilu nalaze u vekstonima i pekstonima, debeloljušturni školjkaši s krupnim, debelim ljušturama tipični su za visokoenergijske

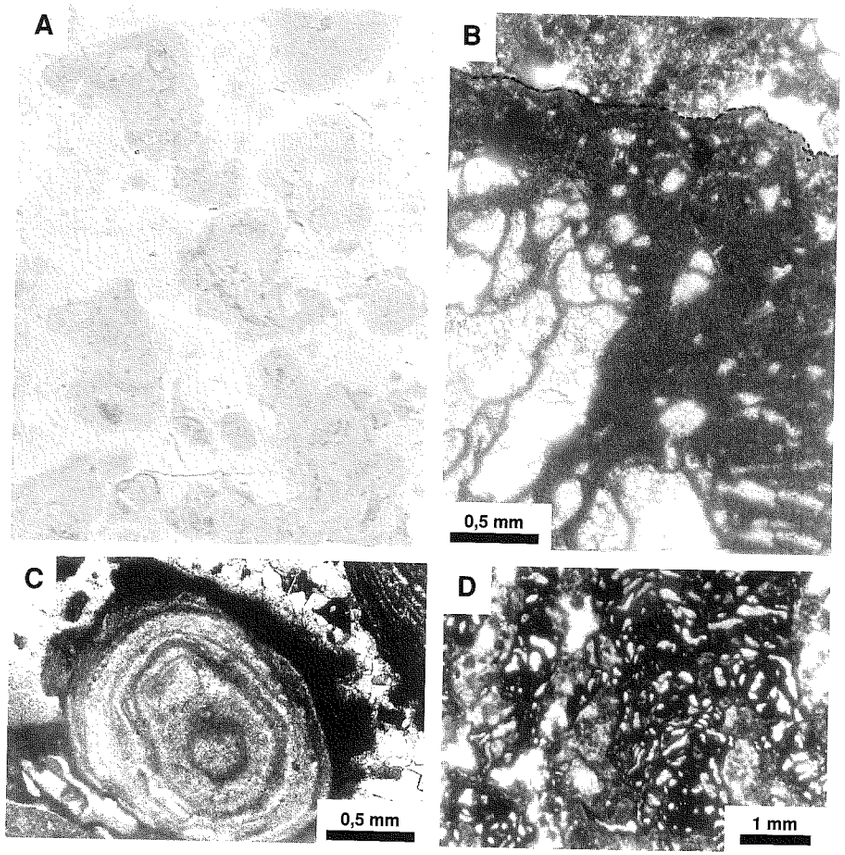
plićake i vanjski dio karbonatne platforme. Kaprinidni i radiolitidni rudisti su živjeli na srednjem i vanjskom dijelu, monopleuridni rudisti uglavnom na muljevitom i glinovitom vapnenačkom dnu, a rekvijenijski i ostrejski školjkaši uglavnom u unutarnjem i vanjskom dijelu platforme (*inner and middle shelf* - Wilson & Jordan, 1991).

U dubljem (*subtidalu*) više nema agregiranih zrna i ooida, niti SH-stromatolita, a uglavnom izostaju vertikalni tragovi rovanja crva, iako mogu biti prisutni horizontalni tragovi plaženja i rovanja ili horizontalna bioturbacija. U pravilu potpuno nedostaju tragovi ubušivanja organizama u tvrdu podlogu. Karbonatni mulj izrazito prevladava nad ostalim komponentama vapnenaca: prevladavaju vekstoni, a vrlo su česti i madstoni i pekstoni, svijetlosive do tamnosive boje, obično sa svijetlim mrljama kao posljedicom oksidacije taloga vodom bogatom kisikom. Pojedinačni proslojci ili tanji slojevi grejnstona i pekstona, sa ili bez kose slojevitosti, sastavljeni od ooida, peloida i/ili bioklasta plitkomorskih organizama ukazuju na, povremene i kratkotrajne promjene energije vode uz donos detritusa iz plićaka s visokom energijom vode. U mjestimice jače izraženim anaerobnim uvjetima u dubljem *subtidalu* talože se tipični tankolaminirani vapnenci.

Mjestimice ili povremeno u plićacima unutarnjega dijela platforme mogu nastati različite organogene tvorevine, posebice krpasti grebeni i muljni humci. **Krpasti grebeni** (*patch reefs*) unutarnjega dijela platforme odlikuju se tipičnom kružnom osnovicom i nepravilnom morfologijom iznad okolnoga morskog dna, a u prvome redu razmjerno strmim bokovima koji se izdižu od dna. Visina im je među ostalim uvjetovana i dubinom vode. Po morfologiji i unutarnjem ustrojstvu znatno se razlikuju od **zvonastih grebena** (*knoll reefs*) koji su uglavnom vezani na dublju vodu vanjskoga dijela platforme i padine (odjeljak 13.5.1). **Muljni humci** (*mud mounds*) su posebna vrsta manjih ili većih tvorevina, pretežito sastavljenih od vapnenačkoga mulja unutar kojega se nalaze zone ili džepovi s *in situ* litificiranim skele-



Slika 13-12 Mikroskopski izbrusci peletnih vapnenaca. **A** - Peletni grejnston (pelsparit) sastavljen od fekalnih peleta jednoličnog oblika, dimenzija i unutarnje građe. U mikroskopskom izbrusku samo u uzdužnom presjeku oni pokazuju stvarni vretenasti oblik, dok u poprečnom presjeku pokazuju kružni, a u kosom presjeku eliptični oblik. Po površini peleta izlučen je vlaknasti, a u preostalom dijelu intergranularnih pora mozaični druzni kalcitni cement. Vapnenac pripada prvom (**a**) članu ciklusa oplićavanja naviše sa slike 12-2, taloženom u plitkoj potplimnoj zoni (*shallow subtidal*). Donja kreda (valendis), kamenolom Sošići kod Brajkovića u zapadnoj Istri. Širina slike = 1,8 mm. **B** - Laminacijska izmjena peletnog grejnstona (pelsparita) i fenestralnog stromatolita (donji dio slike). Pelsparitne se lamine sastoje od sitnih kuglastih fekalnih peleta i mozaičnog kalcitnog cementa, a stromatolit od mikritnih lamina i laminoidnih fenestra (= kalcitni cement izlučen na mjestima cijanobakterijskih "algalnih livada" nakon što su istrunuli njihovi organski dijelovi). Mikroskopski izbrusak vapnenca tipičnog za okoliš plimne ravnice ili potplimnu zonu (*tidal flat - intertidal*). Donja kreda (berijas), područje Huma u zaleđu Dubrovnika. Širina slike = 4,0 mm. **C** - Peletni grejnston (pelsparit) sastavljen od *Favreina*-peleta (= fekalnih peleta dekapodnih rakova) i sitnih mikritnih intraklasta i/ili peloida te vlaknastog i mozaičnog kalcitnog cementa. *Favreina*-peleti se u poprečnom presjeku odlikuju sitastom, a u uzdužnom presjeku trakastom građom (= bijeli kalcit). Vapnenac je karakterističan primjer potplimnog okoliša (*subtidal*) s niskom energijom vode i brzom litifikacijom taloga. Donja kreda (valendis), Bravčev dolac na Dinari. Širina slike = 1,5 mm. **D** - Peloidno-intraklastični grejnston (intraklastični pelsparit) s mikritiziranim, u peloide pretvorenim ljušturicama bentosnih foraminifera. Pojedina jajolika zrna - peloidi - zbog potpune mikritizacije ne pokazuju nikakvu unutarnju mikrostrukturu, a kod nekih se zrna još zapažaju nepotpuno mikritizirani ostaci komorica foraminiferskih ljušturica. Mozaični kalcitni cement, a mjestimice i mrvičasto-mikritni matriks, ispunjavaju intergranularne pore. Po sastavu, strukturi i dijagenetskim značajkama to je primjer vapnenca taloženog u periplimnom okolišu - niskoenergijskoj plitkoj potplimnoj zoni. Donja kreda (berijas), područje Kozice na Biokovu. Širina slike = 1,6 mm.



Slika 13-13 Mikroskopski izbrusci onkoidnih vapnenaca. **A** - Onkolit (onkoidni floutston, onkomikrudit) sastavljen od krupnih (4-10 mm), nepravilnih grudastih baćinelskih onkoida i mikritne osnovne mase. Okoliš taloženja je dublji dio lagune ili niskoenergijskog plićaka s malim obrocima taloženja i brzom litifikacijom tipa "tvrdoga dna" (*hardground*). Donja kreda (donji apt), polirana ploča, kamenolom Kanfanar, Istra. **B** - Dio velikog baćinelskog onkoida sa sl. A: Mikroskopski izbrusak zahvaća samo dio oko 60 mm velikog onkoida koji kao jezgru sadrži skelet alge *Bacinella irregularis* (mrežasti skelet uz lijevi rub slike). Oko jezgre nalazi se nejednako debeli onkoidni ovoj - mikrit s ostacima kalupnih šupljinica vlakanaca cijanobakterija (tamno). Taj je talog lijepljen i vezan na sluz i vlakanca cijanobakterija koje su rasle po površini baćinelskog skeleta. Izvan konture onkoida nalazi se mikritni matriks i kalcitni cement (dio uz gornji rub slike). **C** - Algalni onkoid tipa C sastavljen od nejednako debelih koncentričnih mikritnih (tamnih) i mikrokristalastih (svijetlih) ovoja. Mikroskopski izbrusak ranodijagenetskog dolomita - onkodolosparita - nastalog potpunom ranodijagenetskom dolomitizacijom onkoidnog detritusa u evaporizacijskim *sabkha* uvjetima. Gornji trijas (Hauptdolomit), Senjsko bilo. **D** - Nubekularijski onkoid nastao rastom sesilnih inkrustirajućih foraminifera - *Nubecularia*: odlikuje se nepravilno grudastim oblikom skeleta, unutarnjom kriptokristalastom strukturom skeleta (tamna masa) i nepravilnim rasporedom komorica (bijelo). Mikroskopski izbrusak dijela nubekularijskog onkoida iz koralinacejsko-briozojske bioherme nastale u visokoenergijskom plićaku. Tercijar (panon), južno pobrđe Žumberka, Jezerine kod Krašića.

tima. Nakupljanje i stabiliziranje karbonatnoga mulja na dnu u najvećoj je mjeri vezano na djelatnost mikrobakterija i rast biljaka, a ponegdje i briozoja. Muljni humci obično nastaju na blagim padinama karbonatnih platforma ili rampa u niskoenergijskim, mirnim zagrebenskim lagunama. Krpasti grebeni i muljni humci plićaka unutarnjega dijela platforme imaju izrazito nepravilnije oblike i prostiranje u odnosu na grebenske tvorevine na vanjskome dijelu ili rubu platforme i na padini, jer im je rast uvjetovan razmjerno blagom topografijom unutarnjega dijela platforme.

Od velikoga broja različitih vrsta slojnih oblika u vapnencima unutarnjega dijela platforme kao najtipičnija, a time i za prepoznavanje toga taložnoga okoliša najvažnija, je nepravilna i promjenljiva debljina slojeva: vertikalno redanje od dobroslojevitih (debljina slojeva oko 30 cm) pa do potpuno masivnih vapnenaca sa ili bez proslojaka lapora ili šejlova, koji mogu imati oblik leća veličine od nekoliko desetaka metara ili neprekinutih slojeva kroz prostrano područje unutarnjega dijela platforme. Valovita slojevitost, koja se ogleda u pojavi jasno valovitih gornjih i donjih slojnih površina, vrlo je česta značajka vapnenaca taloženih u plićacima unutarnjega dijela platforme, za razliku od ujednačene debljine slojeva i "ritmita" dubljemorskih bazenskih vapnenaca. To je posljedica lokalnih varijacija u produkciji taloga i/ili u obrocima taloženja zbog promjena energije vode i strujanja po dnu plićaka. Vrlo često vapnenci dublje potplimne zone imaju tipični nodularni ili grudasti (kvrgavi) izgled ("*nodularni vapnenci*"), pri čemu su nodule ili kvrge vapnenačkoga, a okolna masa laporovitoga ili šejlnoga sastava. Takva građa može izvorno biti taložnoga podrijetla, tj. nastati pri prijenosu i taloženju sitnozrnastog detritusa olujnim valovima u obliku humčaste ili dolinaste kose slojevitosti ili amalgamacijom olujnih slojeva s takvom slojevitošću (Tišljar et al., 1998). Naknadni dijagenetski procesi kompakcije i tlačnih otapanja dodatno naglašavaju nodularnu građu takvih vapnenaca. Nodularna građa može, kao i "sedimentni budinaž", odnosno "*ball-and flow*" struktura, biti dijagenetskoga podrijetla, vezana uz različite stupnjeve zbijanja taloga, redistribuciju mineralnih komponenata (primjerice kod izmjene vapnenaca i rožnjaka) i/ili uz procese tlačnih otapanja nehomogene vapnenačke smjese s manjim ili većim udjelom glinovitog sitnozrnastog siliciklastičnog detritusa duž brojnih tankih, glinovitih prevlaka.

Vapnenci taloženi u okolišima dubljega dijela potplimne zone mogu biti kolektorske stijene za naftu i plin, jer su njihovi talozi inicijalno imali vrlo visoku primarnu poroznost, obično između 40 i 70% (vidi sl. 5-11), kao i visoku sekundarnu moldičku poroznost. Međutim, propusnost im je obično vrlo niska, pa se kao glavne kolektorske stijene takvih okoliša pojavljuju krpasti grebeni i njihovo bioklastima bogato okruženje, kasnodijagenetski dolomiti, te deblji paketi slojeva pekstona i grejnstona. Posebice su značajni deblji slojevi i pješčana tijela ooidnih grejnstona, koja često mogu biti uložena u vapnence taložene u dubljem dijelu potplimne zone na prijelazu u plažne barijerne prudove. Ponegdje se kao kolektori u takvim okolišima nalaze i pojedinačni intenzivno izluženi slojevi skeletnih vekstona koji su primarno bili sastavljeni od obilja aragonitnih ili visokomagnezijskih skeleta.

13.3.3. Biostrome i bioherme školjkaša i drugih netipičnih grebenotvornih organizama

Unutar plitkomorskih vapnenaca često se nalaze kolonije školjkaša, posebice rudista i oštriga, ali i drugih netipičnih grebenotvornih organizama, koje su litificirane na svome staništu u položaju rasta u obliku većih ili manjih biostroma (sl. 3-10A, 13-14, 13-16 i 13-19), a rjeđe i bioherma. S obzirom da takve kolonije, odnosno biostromalni vapnenci, nemaju niti morfološke niti ekološke značajke pravih grebena obično se ne ubrajaju u klasične grebenske tvorevine, pa su i ovdje unutar plitkomorskih okoliša taloženja prikazane izdvojeno od grebenskih vapnenaca. Najčešće se pojavljuju u visokoenergijskim plićacima - okolišu obalnoga lica (*shoreface*), ali i uz rubne dijelove zaštićenih laguna i plićaka s niskom energijom

Slika 13-14 Rudistna biostroma sastavljena od kolonija radiolitidnih školjkaša litificiranih na mjestu i u položaju rasta. Međuprostori ljuštura (međuskeletne pore) ispunjeni su sitnozrnastim bioklastičnim rudistnim detritusom. Otok Fraškulin južno od Pule.

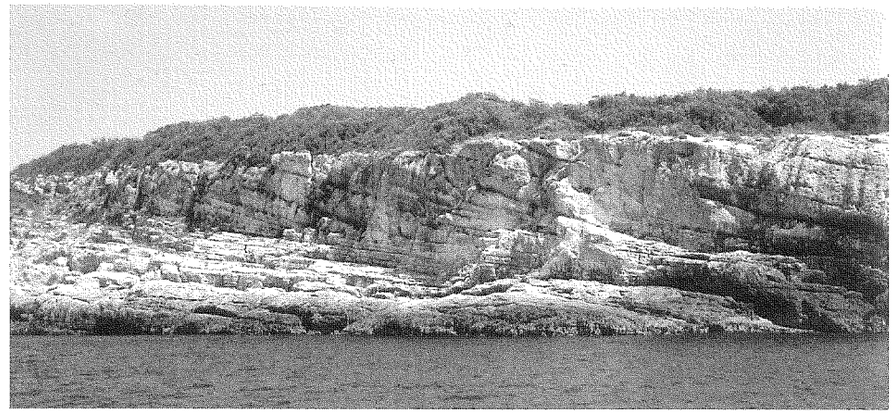
vode, te unutarnjem (zaštićenom) dijelu karbonatne platforme ("srednjem i vanjskom šelfu").

Najbolji primjeri takvih biostromalnih vapnenaca su **rudistne biostrome** u gornjoj kredi (sl. 13-14 i 13-19), **biostrome oštriga** u gornjokrednim i badenskim vapnencima, **litiotidne biostrome** unutar vapnenaca srednjega lijasa (sl. 13-16) te **biostrome perni** u paleogenskim foraminiferskim vapnencima.

Rudistne biostrome (sl. 13-14 i 13-19) obično imaju debljinu od 20 do 60 cm i protezanje od nekoliko do više desetaka metara (Polšak, 1965, 1979, 1981; Tišljar, 1978b; Mamužić et al., 1980, 1981, 1982, 1983; Jelaska & Ogorelec, 1983; Gušić & Jelaska, 1990; Korolija et al., 1995; Tišljar et al., 1998). Često se nalaze u gornjoj kredi Jadranske karbonatne platforme unutar rudistnih kokinskih, kokinitnih i mikrokokinitnih vapnenaca (rudistnih floutstona/radstona, pekstona/vekstona, rjeđe i grejnstona), ali i u unutarnjem, panonskom području. Sastoje se od rudistnih ljuštura veličine 10-20 cm, promjera 5-8 cm, litificiranih u položaju rasta, rjeđe nerineja i hondrodonta, i velike količine loše sortiranog, poroznog, jače ili slabije cementiranog fosilnog detritusa tipa kokinita/mikrokokinita koji ispunjava prostore između *in situ* litificiranih rudistnih ljuštura (sl. 13-14).

Rudistne su kolonije, odnosno biostrome, u južnoj Istri česte u cenomanskim vapnencima (osobito u kamenolomu Vinkuran i na obali istočno i jugozapadno od Premanture te na otoku Fraškulinu južno od Pule). Tu se one nerijetko pojavljuju kao završni član ciklusa oplićavanja i pokrupnjavanja naviše nastalih pri migraciji i progradaciji rudistnih kolonija preko **foresetova subakvatskih dina** (Tišljar et al., 1998). Zbog velikih obroka taloženja rudistnoga kršja i migracije subakvatskih dina po plićaku obalnoga lica (*shoreface*), foresetovi dina sastavljeni od krupnog i sitnog rudistnog kršja brzo ispunjavaju udubljenja na morskom dnu i omogućavaju brzo širenje - progradaciju - rudistnih kolonija, kako to prikazuju slike 12-13, 13-15 i 13-19. Premda je svaki pojedini klinostratificirani foreset, koji se od najveće debljine od 4 m okomito na pružanje nakon nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara nerijetko potpuno isklinjuje, sastavljen kao pojedinačni **ciklus positnjavanja naviše**, cijela sekvencija ima značajke **sekvencije pokrupnjavanja naviše**, bez obzira završava li ili ne rudistnom biostromom (sl. 13-19).

Uz rudistne biostrome redovito se, kao njihovi bočni facijesi, nalaze **rudistni kokinski, kokinitni i mikrokokinitni vapnenci** pretežito sastavljeni od loše sortiranih bioklasta rudista, rjeđe hondrodonta, gastropoda i bodljikaša, te sitnozrnastog bioklastičnog (mikrokokinitnog) i/ili mikritnog matriksa. Nastali su taloženjem pretežito rudistnog kršja nakon drobljenja, abrazije i pretaložavanja rudistnih ljuštura valovima i snažnim plimama u visokoenergijskim, ali i zaštićenijim lagunskim i/ili platformnim plićacima. U okolišima s višom energijom uz rudistne biostrome, kokinske i kokinitne vapnence ponegdje se nalaze i **ostreidne kokine** sastavljene uglavnom samo od konveksno položenih i strujno laminiranih ljušturа ra ili fragmenata ljuštura oštriga promjera 10 do 30 cm. Naplavljene su iz obližnjih plićaka - oštrižišta - pri visokim valovima i olujnim plimama i akumulirane kao talozi olujnih plima, odnosno kao **ostreidne tempestitne kokine** (Tišljar et al., 1998).



Slika 13-15 Klinasti oblici foresetova subakvatskih dina pretežito sastavljenih od kršja rudista i hondrodonta (kokinskih vapnenaca). Kutovi nagiba foresetova iznose 4 do 12°. Donji i srednji cenoman u južnoj Istri - otak Fraškulin južno od Pule.

Litiotidne biostrome (sl. 13-16) se obično pojavljuju kao 30 do 120 cm debeli, bočno na nekoliko desetaka metara ograničeni lećasti slojevi pretežito sastavljeni od krupnih, paralelno orijentiranih *in situ* litificiranih ljuštura litiotidnih školjkaša (*Lithiotis problematica*), mjestimice i ljuštura brahiopoda i diceratida (Tišljar & Velić, 1991; Tišljar et al., 1991b). Nalaze se unutar slojeva litiotidnih kokina i bioklastičnih vekston-pekstona. Smatra se da su nastale u potplimnim plićacima s niskim obrocima taloženja. Rijetko su očuvane, jer su tijekom razdoblja s visokom energijom vode, tj. pri olujnim plimama i valovima, uglavnom razorene i pretaložene u obliku litiotidnih kokina ili tempestitnih litiotidnih kokina s paralelno orijentiranim i strujno laminiranim krupnim polovicama ili fragmentima ljuštura, kako je to, primjerice, slučaj u lijasu Velebita (Tišljar et al., 1991b), Kapele i Korduna.

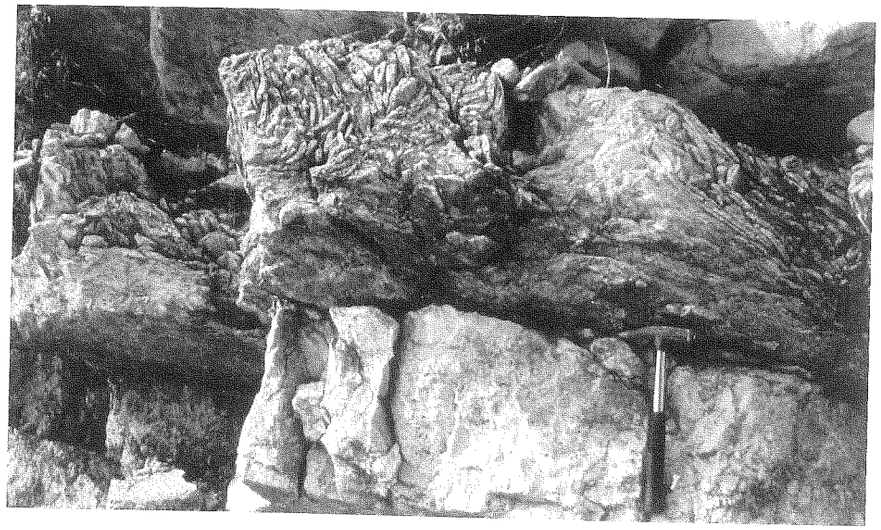
13.4. Obalni visokoenergijski okoliši: žali ili plaže

Obalni okoliši u visokoenergijskom karbonatnom plitkomorskom taložnom sustavu, slično kao što je to slučaj i kod taložnoga sustava siliciklastičnih obala, uključuju žale ili plaže i odobalje ili *offshore* (sl. 13-17).

Visokoenergijski okoliši s akumulacijom velikih količina vapnenačkih pijesaka mogu se pojaviti i na rubovima obrubljenoga karbonatnoga šelfa, kao i po rubovima karbonatnih platforma ili karbonatnih rampa. Naime, u plićacima s visokom energijom vode na takvim rubovima umjesto grebenskoga kompleksa (poglavlje 13.5) talože se velike količine ooidnih, bioklastičnih ili peloidnih pijesaka tvoreći prostrana pješčana tijela i morfološki istaknuti rubni dio - obrub karbonatnoga šelfa ili platforme (sl. 11-2).

Unutar taložnih okoliša žala ili plaža razlikuju se stražnji, prednji i potopljeni žal ili obalno lice.

Stražnji žal ili ***backshore*** *je na niskim morskim obalama s visokom energijom vode gornji ili unutarnji, blago nagnuti ili prvotno gotovo hori-*



Slika 13-16 Litiotidna biostroma s ljušturama školjkaša *Lithiotis problematica* litificiranim u položaju rasta. Srednji lijas, Ivanjica kod Dubrovnika.

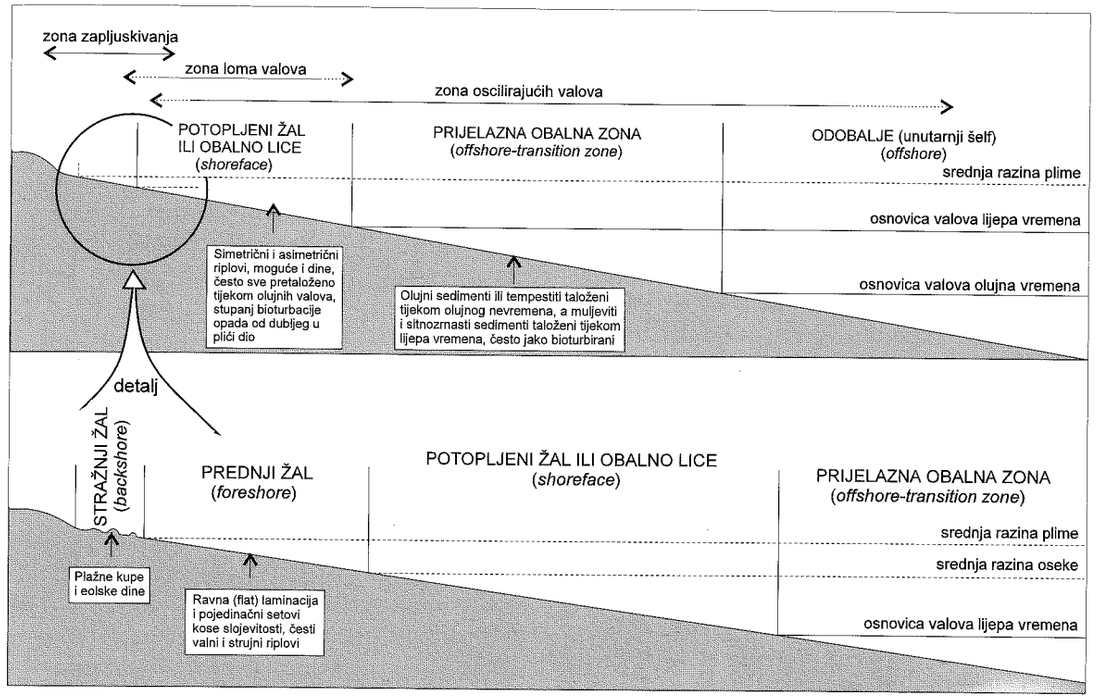
zontalni, pretežito vrijeme suhi dio niske obale ili žala (plaže). Obuhvaća pojas niske obale do kojega dopire morska voda pri visokim plimama ili pri olujnim valovima, uključivši i kapljice morske vode pri prskanju olujnim valovima, pa sve do crte do koje dopire razina normalnih plima, tj. gornje granice prednjega žala ili foreshore-a (sl. 13-17). Na prostranim pješčanim plažama na obalama otvorenih mora i oceana stražnji je žal od prednjega obično odvojen krijestom prvoga, moru najbližega pješčanoga tijela poznatog pod imenom *berm*. *Berm* je nekontinuirano, subhorizontalno ili prema kopnu blago nagnuto pješčano tijelo oblika grede ili uske pješčane terase na stražnjemu žalu niskih obala s visokom energijom vode, koje je nastalo naplavljivanjem pijeska olujnim valovima. Neki pješčani žali imaju jedno ili više takvih pješčanih tijela, dok su drugi bez njih.

U niskoenergijskim okolišima, posebice na karbonatnim platformama, ta je zona poznata kao **natplimna zona** ili *supratidal* (odjeljak 13.2.1).

Prednji žal ili ***foreshore*** *je na obalama s visokom energijom vode donja ili vanjska, postupno prema moru blago nagnuta, zona obale ili žala (plaže) koja se nalazi između srednje razine plime i srednje razine oseke (sl. 13-17), odnosno proteže se od stražnjega žala (backshore) pa do početka obalnoga lica (shoreface).* Na prostranim pješčanim plažama na obalama otvorenih mora i oceana prednji žal je od stražnjega obično odvojen krijestom prvoga, moru najbližega pješčanoga tijela - *berma.*

U niskoenergijskim okolišima ta je zona poznata kao **plimna zona** ili *intertidal,* odnosno u slučaju da zauzima veliku površinu, zajedno s natplimnom zonom (*supratidal*) kao **plimna ravnica** (*tidal flat*), kako je to podrobno prikazano u poglavlju 13.2.

Obalno lice (potopljeni žal) ili ***shoreface*** *je blago, rjeđe nešto strmije, u smjeru mora nagnuta ravna, morem stalno preplavljena zona plažnih pijesaka (i šljunaka) koja se proteže između crte do koje more dopire pri normalnim osekama (od donje granice prednjega žala ili foreshore-a) i* ***osnovice valova lijepa vremena****, koja se na karbonatnim platformama obično nalazi između 10 i 20 m dubine* (sl. 13-17). Dublje od obalnoga lica ili *shoreface*-a u smjeru mora na kontinentalnom šelfu i obrubljenom karbonatnom šelfu postoji **prijelazna obalna zona**, **odobalje** ili *offshore* (sl. 13-17).



Slika 13-17 Shematski prikaz podjele plitkomorskih visokoenergijskih okoliša taloženja - karbonatnih žala ili plaža - koji sadrže velike količine karbonatnih pijesaka (modificirano prema Elliot, 1986; Reading, 1986; Inden & Moore, 1991).

Za okoliše taloženja na karbonatnim platformama, posebice njihovim unutarnjim dijelovima s niskom energijom mora, umjesto naziva "*shoreface*", "*offshore-transition zone*" i "*offshore*" obično se koristi drukčija podjela, tj. **plitka potplimna zona** (*shallow subtidal*), **dublji dio potplimne zone** ili **dublji *subtidal*** (*deeper subtidal*), **unutarnja platforma** (*inner platform*) i **vanjska platforma** (*outer platform*), kako je to pobliže prikazano u poglavlju 13.3.

Prijelazna obalna zona (*offshore-transition zone*) *je blago nagnuta površina morskoga dna visokoenergijskog plićaka između osnovice valova lijepa vremena i osnovice valova olujna vremena, koja se na karbonatnim platformama najčešće ubraja u taložni sustav dubljega dijela potplimne zone ili dubljega subtidala* (odjeljak 13.3.2).

Offshore ili **odobalje** *je od obale udaljenije morsko područje unutarnjega šelfa s razmjerno zaravnjenim dnom dubine, u pravilu, veće od 10 m, koje se u vrlo promjenljivoj širini proteže od zone loma valova (breaker zone) pa sve do vanjskoga, moru okrenutoga, dijela ruba kontinentalnoga šelfa ili karbonatnog obrubljenog šelfa.*

Zona loma valova (često sinonim *surf zone*) je dio plitkoga mora između obale i one dubine mora na kojoj se lome valovi, tj. područje gdje je dubina vode manja od polumjera oscilacijskoga

kretanja vala, pa valovi pri svojem kretanju prema obali dodiruju morsko dno, gube svoj pravilni oscilacijski tok, lome se i ustrmljuju.

Okoliši žala ili **plaža** (*beach environments*) *su okoliši koji obuhvaćaju prema moru blago nagnuta područja niskih obala uzduž kopna ili otoka koja su pokrivena rasutim pijeskom (ili šljunkom) i imaju manje-više jasan konkavni oblik*. Izloženi su djelovanju valova i/ili jakih plimnih ili priobalnih struja, pa se na njima gotovo neprekidno zbiva stalno premještanje nevezanoga pijeska. Takav pijesak, ovisno o tomu imaju li prevlast struje plima, valovi ili priobalne struje koje se kreću duž obalne crte (*longshore currents*), tvori različita pješčana sedimentna tijela promjenljive morfologije i unutarnjih teksturno-strukturnih obilježja. Ako je duž obalne crte količina pijeska smanjena ili su promijenjeni uvjeti plimnih i valnih procesa, karbonatni pješčani žali (plaže) mogu se bočno postupno nastaviti ili postupno prijeći u plimne ravnice (Inden & Moore, 1991). S obzirom na morfologiju žali (plaže) su prema moru blago, ali za razliku od plimnih ravnica ipak jače, nagnute površine čiji je nagib uvjetovan aktivnošću valova i snažnom turbulencijom vode u **zoni loma valova** (*breaker zone*), a u **zoni zapljuskivanja** (*swash zone*) progresivnim gubitkom energije vode.

Širina i nagib površine zone žala nisu stalni, nego su podložni uzastopnim promjenama zbog svakodnevnih i sezonskih varijacija aktivnosti valova i plima, kao i periodičkih promjena snage i djelovanja priobalnih struja koje uzduž obalne crte premještaju pješčane taloge. Neprekidnim djelovanjem valova, plima i struja uzduž obalne crte kontinuirano se zbiva ispiranje i sortiranje pješčanih taloga, uz stalno odnošenje sitnozrnastoga detritusa daleko od žala u dublje dijelove plićaka, na obalno lice i dalje u *offshore* (sl. 13-17).

13.4.1. Stražnji žal ili *backshore*

Na stražnjem žalu (*backshore*), odnosno zoni uzduž obalne crte koja je podvrgnuta zapljuskivanju samo visokim plimnim i/ili olujnim valovima (sl. 13-17), akumulira se velika količina karbonatnih pijesaka, pretežito skeletnih zrna i ooida, koji su olujnim i visokim plimnim valovima iz plićaka obalnoga lica naplavljeni na obalu, odnosno iznad razine normalnih plima. Tu pijesci zbog djelovanja valova, oluja, visokih plima i vjetra tvore posebne oblike pješčanih tijela poznate kao pješčani hrptovi, preljevne lepeze i dine stražnjega žala ili eolijaniti.

Pješčani hrptovi (*sand ridges*) su obično svojom uzdužnom osi paralelni s obalnom crtom. Mogu imati dužinu više stotina, a visinu hrptova i do dvadesetak metara. Rijetko se fosilno očuvaju, jer se često vrlo brzo jakim vjetrovima koji uglavnom pušu iz smjera mora prema kopnu pijesak dodatno raznosi. Na taj se način pješčani hrptovi razaraju i/ili pretaložavaju u obliku **dina** koje uglavnom imaju oblik transverzalnih hrptova sa strmijim stranama okrenutim u smjeru kopna.

Preljevne lepeze (*washover fans*) nastaju pri olujnim valovima, kad jake struje nose velike količine pijesaka duž kanala preko potopljenoga žala ili obalnoga lica i prednjega žala, i na kraju kanala se izliju na stražnjem žalu, u močvari ili laguni iza stražnjega žala. Pri tomu se akumuliraju puno veće količine pijeska nego u ostalom dijelu stražnjega žala, močvare ili lagune tvoreći pješčano tijelo lepeznoga oblika, debljine obično između 0,1 i 1 m, sastavljeno od ravno laminiranih grejnstona/pekstona s jasnim positnjavanjem naviše. Donja slojna površina grejnstona/pekstona uvijek ima oštri kontakt s podinom ili sadrži tragove deranja. U donjemu dijelu preljevne lepeze, osobito u njezinom proksimalnom dijelu, nalazi se krupnozrnasti *lag*-sediment - intraklastični ili bioklastični grejnston, u pravilu s tabularnom kosom slojevitošću.

***Backshore* dine** mogu doseći visine od desetak i više metara, a mogu prekrivati područje širine od 1 do 2 km. Redovito pokazuju tabularnu

planarnu i klinasto-planarnu kosu slojevitost s kutom nagiba od 26 do 34°, mjestimice i do 39°. S obzirom da zbog promjenljivosti smjerova vjetra dine mogu imati svinute oblike, usporedno sa svinutim slojevima pijeska može se pojaviti i koritasta kosa slojevitost. Foresetovi dina imaju planarne, naviše konkavne ili naviše slabo konveksne oblike. Dine bočno u smjeru kopna postupno prelaze u progresivno sve sitnozrnastiju pješčanu ravnicu, koja tako sve više širi područje stražnjeg žala rasipavanjem pijesaka iz dina ili preljevnih lepeza u priobalne *supratidalne* močvare i lagune.

Djelomice ili potpuno cementirani i litifikacijom očuvani morfološki oblici dina stražnjega žala, uglavnom pleistocenske i holocenske starosti, poznati su u literaturi kao **eolijaniti** (*aeolianites*) ili **karbonatni eolijaniti**. Kao cement eolijanita, s obzirom da se cementacija pretežito zbivala u meteorskoj vadoznoj zoni, najčešće se pojavljuje meniskusni i mikrostalaktitni niskomagnezijski kalcitni cement, a oko bioklasta bodljikaša još i sintaksijalni obrubni kalcitni cement. Primjerice, jurski eolijaniti u Wyomingu sastavljeni od kososlojevitih, do 12 m debelih lećastih tijela ooidnih vapnenaca, u intergranularnim porama ooida sadrže mikritni cement vadoznog postanka nastao tijekom niskoga stanja morske razine, a necementirani dijelovi ooidnih dina su erodirani tijekom dizanja morske razine (Kilibarda & Loope, 1997).

Unutar eolijanita često se pojavljuju **horizonti paleotala** obilježeni obavijanjima zrna i igličastovlaknastim kalcitnim cementima. Česta pojava na eolijanitima i unutar njih jesu **mikrokodiji** sastavljeni od radijalno raspoređenih prizmatičnih kalcitnih kristala nastalih kalcifikacijom mikorizalnih zajednica (gljivica i lišajeva) i **kalkrete** u obliku laminiranih kora. Zbog stvaranja paleotala, različitoga stupnja cementacije i s time u vezi neravnomjerne stabilnosti prema eroziji, u eolijanitima nastaju posebni morfološki oblici poznati pod imenom **rizokrecije** (*rhizocretions* - McKee & Ward, 1983).

Pri progradaciji pješčanih žala u područje odobalja ili *offshore*-a nastaje **regresivna taložna sekvencija** na čijem se vrhu nalaze talozi stražnjega žala koji izravno leže na debelom paketu pijesaka prednjega žala.

13.4.2. Prednji žal ili *foreshore*

Prednji žal ili *foreshore* obuhvaća razmjerno široku, prema moru blago nagnutu površinu pješčanoga žala ili plaže koja se na obalama s visokom energijom nalazi između stražnjega žala, tj. srednje razine plime, i potopljenoga žala ili obalnoga lica, tj. srednje razine oseke (sl. 13-17).

Za **gornji dio prednjega žala** karakteristično je taloženje karbonatnog pijeska s planarnim slojnim površinama na kojima se nalaze u smjeru obale nagnuti **asimetrični valni riplovi** malih amplituda, čija je duža os orijentirana usporedno s obalnom crtom (sl. 13-17). Tu se talože dobrosortirani peloidni, ooidni, skeletni ili bioklastični vapnenački pijesci, odnosno nakon cementacije vapnenci grejnston tipa. U njima su česti plimni kanali ispunjeni krupnozrnastijim sedimentom tipa bioklastičnih i/ili intraklastičnih grejnstona/radstona koji pokazuju kosu slojevitost.

U **donjem dijelu prednjega žala** karbonatni pješčani talozi, izloženi stalnoj migraciji djelovanjem plima i valova, postaju dobro ili čak izvrsno sortirani (sl. 13-17), a najčešće se akumuliraju kao niski **plažni pješčani hrptovi** (*beach sand ridges*) ispresjecani plitkim plimnim kanalima ispunjenim koso slojevitim ili koso laminiranim karbonatnim pijeskom (grejnstonima/radstonima) ili kao **subakvatske dine** (*subaqueous dunes*) koje su podrobnije opisane u odjeljku 13.4.3.1.

U okolišima visokoenergijskih plićaka sa značajkama plaža (*shoreface - foreshore*) mogu nastati imbrikacija i kosa slojevitost te pješčani valni riplovi većih dimenzija.

U **plimnim kanalima**, koji se pojavljuju na prednjem žalu, taloži se karbonatni peletno-ooid-

no-skeletni miješani pijesak, koji nakon dijageneze postaje vapnenac grejnston tipa. Taj se pijesak odlikuje valnim riplovima i manjim dinama ako je energija vode visoka, ili muljnim humcima nastalim hvatanjem sitnog pijeska i mulja na morske trave u okolišima s nižom energijom vode.

Na žalima s karbonatnim pijescima u područjima sa srednje jakom i visokom energijom valova, ako su razlike plime i oseke manje od 3 m, a produkcija karbonatnog pješčanog detritusa velika, nastaju sustavi karbonatnih **plažno-barijernih otoka** (*carbonate beach - barrier island systems*), o čemu će više riječi biti u odjeljku 13.4.3.2. Iza takvih barijernih otoka nalaze se **lagune** koje s otvorenim morem povezuju **plimni rukavci** (*tidal inlets*) ili plimni kanali.

Na rubovima laguna u aridnim klimatskim područjima obično nastaju **plimne ravnice**, **slane lokve**, **saline** ili ***sabkhe***, a u područjima s humidnom klimom **slatkovodne** ili **brakične bare** i **blatišta**.

Na **karbonatnim pješčanim žalima** (plažama) u okolišima prednjeg žala i potopljenog žala ili obalnog lica nastaju sedimenti koji pokazuju pravilno vertikalno redanje slojeva u sekvencije koje odražavaju promjene tipova i oblika riplova sa smanjivanjem dubine vode od osnovice valova lijepa vremena (10 do 20 m dubine), preko obalnoga lica i prednjega žala do stražnjega žala *(backshore)*.

Tipični talog **srednje do visokoenergijskog prednjeg žala** je bioklastični detritus, sastavljen od skeletnih zrna i peloida, mjestimice sa značajnim udjelom ooida. Tu, dakle, prevladavaju skeletni i/ili peloidni grejnstoni sa ili bez ooida. Agregirana su zrna, za razliku od niskoenergijskog plimnog okoliša, rijetkost, ali su česti naplavljeni mikritizirani bioklasti, tj. kortoidi. Veličina zrna detritusa se obično povećava od obalnoga lica prema prednjem žalu. Ipak, takva tendencija nije izražena kao što je to slučaj kod siliciklastičnih pijesaka, budući da skeletna zrna, peloidi i ooidi nemaju tako veliki raspon granulometrijskoga sastava i oblika zrna kao siliciklastični pijesci. Međutim, na prednjem je žalu općenito uočljiva koncentracija krupnozrnastijeg skeletnog detritusa, kao i opadanje udjela sitnozrnastog peloidnog detritusa, a posebice karbonatnog mulja zbog ispiranja jakim plimnim strujama, olujnim plimama i valovima. Posebice to dolazi do izražaja na samom prijelazu od obalnoga lica (razine oseke) u prednji žal. Usporedno s općim povećanjem veličine zrna u smjeru obale, rastu stupanj sortiranosti i stupanj zaobljenosti bioklastičnog detritusa zbog pojačane abrazije (sl. 13-17).

Udio skeletnih zrna, kao i raznovrsnost skeleta i bioklasta, u detritusu taloženom na prednjem žalu izravno je povezan s ekološkim uvjetima na obalnome licu, koje je najpovoljniji okoliš za razvoj organizama i time prava "tvornica karbonata". Tipična su skeletna zrna i bioklasti mekušaca, bodljikaša, koralja, bentosnih foraminifera i zelenih alga.

Bitna dijagenetska značajka vapnenaca taloženih na prednjem žalu ili u visokoenergijskom plimnom pojasu i na plimnim prudovima (*tidal bars*) je cementacija tipa "**stijena plaža**" (*beach rock cementation*), tj. cementacija zrna vlaknastim ili acikularnim aragonitnim i mikritnim visokomagnezijskim kalcitnim cementom (odjeljak 5.1.1, poglavlje 5.4 i sl. 5-2B).

Mikritni visokomagnezijski kalcitni cement se obično izlučuje kao tanki ovoj oko zrna. U mikroskopskom izbrusku je uvijek tamniji od zrna. Na njemu slijedi **vlaknasti** ili **acikularni cement** (sl. 5-2B), koji je primarno bio sastavljen od aragonitnih igličastih kristalića koji su tijekom dijageneze transformirani u stabilni kalcit. Češći tip cementa u "**stijenama plaža**" je tzv. "*fibrous-to-bladed circumgranular crust cement*" (vidi poglavlje 5.4 i odjeljak 13.2.3), kojim mogu biti potpuno ispunjene i zatvorene sve intergranularne pore (Moore, 1989).

Ako "*beach rock*" cementacija nije dovoljno jaka, tad će visoki valovi pri sljedećoj oluji erodirati i pretaložiti pretežiti dio pijesaka i polulitificiranih vapnenačkih taloga prednjeg, pa i stražnjeg žala. Na taj način nastaju krupni intraklasti, odnosno valutice grejnston tipa sa strukturnim odlikama stijena plaža, kakve se često nalaze u plitkomorskim, lagunskim i periplimnim vapnencima i plimnim konglomeratima. Karbonatni detritus taložen u gornjem dijelu prednjeg žala, gdje pri normalnim plimama nije mogao biti stalno preplavljivan morem, tijekom dijageneze litificirati će se u vapnence koji redovito sadrže još i **gravitacijski** ili **meniskusni cement** kao posljedicu vadoznih dijagenetskih uvjeta (vidi poglavlje 5.4). U slučajevima kad na pijeske taložene na gornjem dijelu prednjeg žala, kao i pijeske stražnjega žala, djeluju meteorske vode, po površini zrna se umjesto aragonitnog ili visokomagnezijskog kalcitnog acikularnog cementa izlučuje **niskomagnezijski kalcitni acikularni cement** (Tucker & Wright, 1990).

13.4.3. Potopljeni žal ili obalno lice (*shoreface*)

Potopljeni žal sa srednjom i visokom energijom vode obuhvaća karbonatni pješčani žal stalno potopljen ispod razine oseke ili tzv. **obalno lice** (*shoreface*) te općenito **plićake s pokretljivom vodom** (*shoals with agitated water*) kao i **ooidne plićake i prudove** (*ooid shoals, ooid bars*).

13.4.3.1. Uvjeti taloženja i teksturno-strukturne značajke taloga obalnoga lica (*shoreface*) i ooidnih prudova

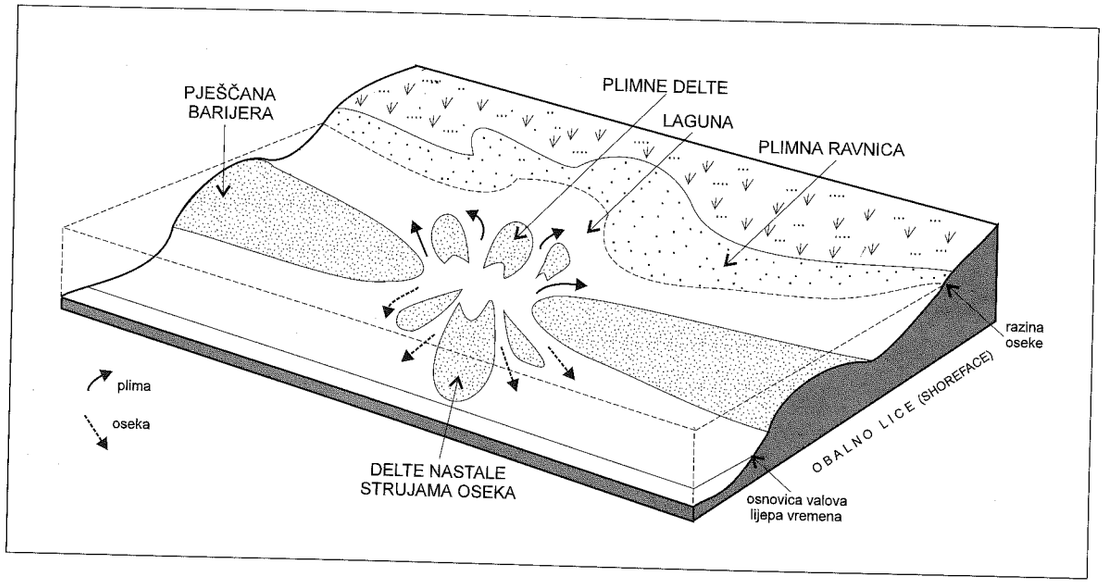
Sedimenti obalnoga lica ili potopljenog žala (*shoreface*), tj. područja između razine oseke i osnovice valova lijepa vremena (koja se na karbonatnim platformama obično nalazi na dubinama od 5 do 20 m, sl. 13-17), stalno su izloženi djelovanju valova i plima, pa se prenose naprijed-nazad pri svakom pojedinom valu i njegovim povratnim strujama. Na taj način pjeskoviti talog postaje izvrsno sortiran, često tvori **simetrične riplove** koji od morske strane prema obali postaju sve izrazitije asimetrični. Valna dužina riplova ovisi o dubini vode i veličini zrna taloga: u dubljoj je vodi i dalje od obale, kao i u krupnozrnastijim sedimentima veća (oko 0,5 m), a u plićoj vodi i bliže obali, kao i u sitnozrnastijim sedimentima, sve je manja (0,5 - 0,1 m). **Valni riplovi** pokazuju veliku varijabilnost kose slojevitosti, što je bitna značajka sedimenata taloženih u okolišu potopljenog žala. U *shoreface* vapnencima često nalazimo tragove rovanja (*burrows*), ali općenito manjih dimenzija negoli u vapnencima taloženim na prednjem žalu ili *foreshore* okolišu (Tucker & Wright, 1990).

U područjima sa srednje visokim plimama (2 do 4 m = *mesotidal shorelines*) na obalnome licu obično se nalaze dobro razvijeni **plimni rukavci** ili **plimni kanali**. Na ušću plimnog kanala ili plimnog rukavca u lagunu (sl. 13-18) zbog prijenosa vapnenačkoga pijeska plimnim strujama mogu nastati pješčana tijela u obliku manjih ili većih delta, tj. plimne delte, a na izlazu kanala ili rukavca prema morskoj strani delte nastale djelatnošću struja oseka.

Plimne delte (*flood-tidal delta*) su karbonatna pješčana tijela nastala akumulacijom karbonatnog pijeska na ušćima plimnih kanala i plimnih rukavaca u lagunu (sl. 13-18). Pokazuju jasnu kosu slojevitost od velikih preko srednjih do malih dimenzija, s nagibom kosih lamina uglavnom u smjeru obale.

Delte nastale djelovanjem struja oseka (*ebb-tidal delta*) karbonatna su pješčana tijela nastala na izlazu plimnih kanala i rukavaca prema moru. Takve su delte stvorene prijenosom pijeska povratnim vodenim strujama pri osekama, odnosno pri snažnom povlačenju vode iz lagune kroz plimni kanal ili plimni rukavac u smjeru mora (sl. 13-18). Odlikuju se jasnom kosom slojevitošću s generalnim nagibom kosih lamina u smjeru mora.

Pješčana tijela manje ili više lepezastoga oblika poznata pod imenom **preljevni lobovi** (*spill-over lobes*) mogu nastati pri naglom prelijevanju vode pri visokim i/ili olujnim plimama i olujnim



Slika 13-18 Shematski prikaz modela taložnoga sustava na visokoenergijskom pješčanom žalu iznad osnovice valova lijepa vremena (*shoreface*) koji sadrži plažne barijerne otoke, lagunu s pješčanim deltama nastalim djelatnošću plima na ušću plimnog kanala (*flood-tidal delta*) i delte nastale djelatnošću oseka na izlazu kanala u morski plićak (*ebb-delta*).

valovima nakon njezinoga proboja kroz pješčani barijerni prud.

Plimne delte i delte nastale strujama oseka glavni su okoliši akumulacije ooida (ooidni grejnstoni) i bioklastičnih i/ili skeletnih karbonatnih pijesaka s razmjerno malim udjelom karbonatnog mulja (bioklastični, skeletni i peloidni grejnstoni do pekstoni) na obalnome licu. Oodni i skeletni detritus je u pravilu snažno abradiran, osobito skeletni detritus koji potječe od lomljenja i abradiranja skeleta mekušaca, bodljikaša, foraminifera i koralja. Ooidi su ovamo obično naplavljeni iz susjednih plićaka - "ooidnih pustinja" (vidi odjeljak 3.4.1.1), a fosilni detritus uglavnom iz obližnjih ili udaljenijih organogenih grebena i prigrebenskih plićaka.

Na potopljenom žalu ili obalnome licu s visokom energijom vode mogu nastati sedimentna tijela u obliku **megariplova** s valnim dužinama većim od 1 m i jasnom **koritastom kosom slojevitošću**, tijela koja imaju oblik **polumjesečastih dina** (*lunate dunes*) orijentiranih prema obali ili sedimentna tijela s kosom slojevitošću velikih dimenzija poznata pod imenom **subakvatske dine** (Ashley, 1990; Anastas et al., 1997).

U gornjem, plićem, obali bližem dijelu obalnoga lica ili potopljenog žala u zoni loma valova (*breaker zone*, *surf zone*) nastaju **asimetrični riplovi** koji pokazuju planarnu kosu slojevitost kojoj se kut nagiba povećava u smjeru obale. U plitkom dijelu potopljenog žala može nastati i **dolinasta kosa slojevitost** (*swaley cross stratification* - SCS), o čemu se iscrpnije govori u odjeljku 13.4.4.

Karbonatne subakvatske dine (*subaqueous dunes*) obično nastaju na obalnome licu izloženom jakim olujnim plimnim strujama i/ili olujnim valovima (Ashley, 1990; Tišljar et al., 1998). Osim toga, mogu nastati i na prednjem žalu s prevlašću visokih plimnih struja (odjeljak 13.4.2), ali

i na šelfu na dubinama do 60 m paralelno s obalnom crtom (Anastas et al., 1997). Karbonatne subakvatske dine imaju oblik asimetričnih riplova. Dine koje se odlikuju ravnim graničnim površinama kose slojevitosti poznate su kao 2-D dine, a dine kojima su granične površine kose slojevitosti koritaste i/ili snažno derane vodenim strujama kao 3-D dine (Ashley, 1990). Nagibi kosih slojeva - *foresetova* - na strmijoj, zavjetrinskoj padini (*lee slope*) obično iznose oko 10°, a u pojedinim slučajevima i do 20° (sl. 13-15 i 13-19). Po dimenzijama dina, tj. na temelju razmaka od krijeste do krijeste dine (= dužina L) i visine dine (= visina H) Ashley (1990) subakvatske dine dijeli na:

- male subakvatske dine — L = 0,6-5 m, H = 7,5-40 cm
- srednje subakvatske dine — L = 5-10 m, H = 0,40-0,75 m
- velike subakvatske dine — L = 10-100 m, H = 0,75-5,0 m
- vrlo velike subakvatske dine — L = >100 m, H = >5,0 m

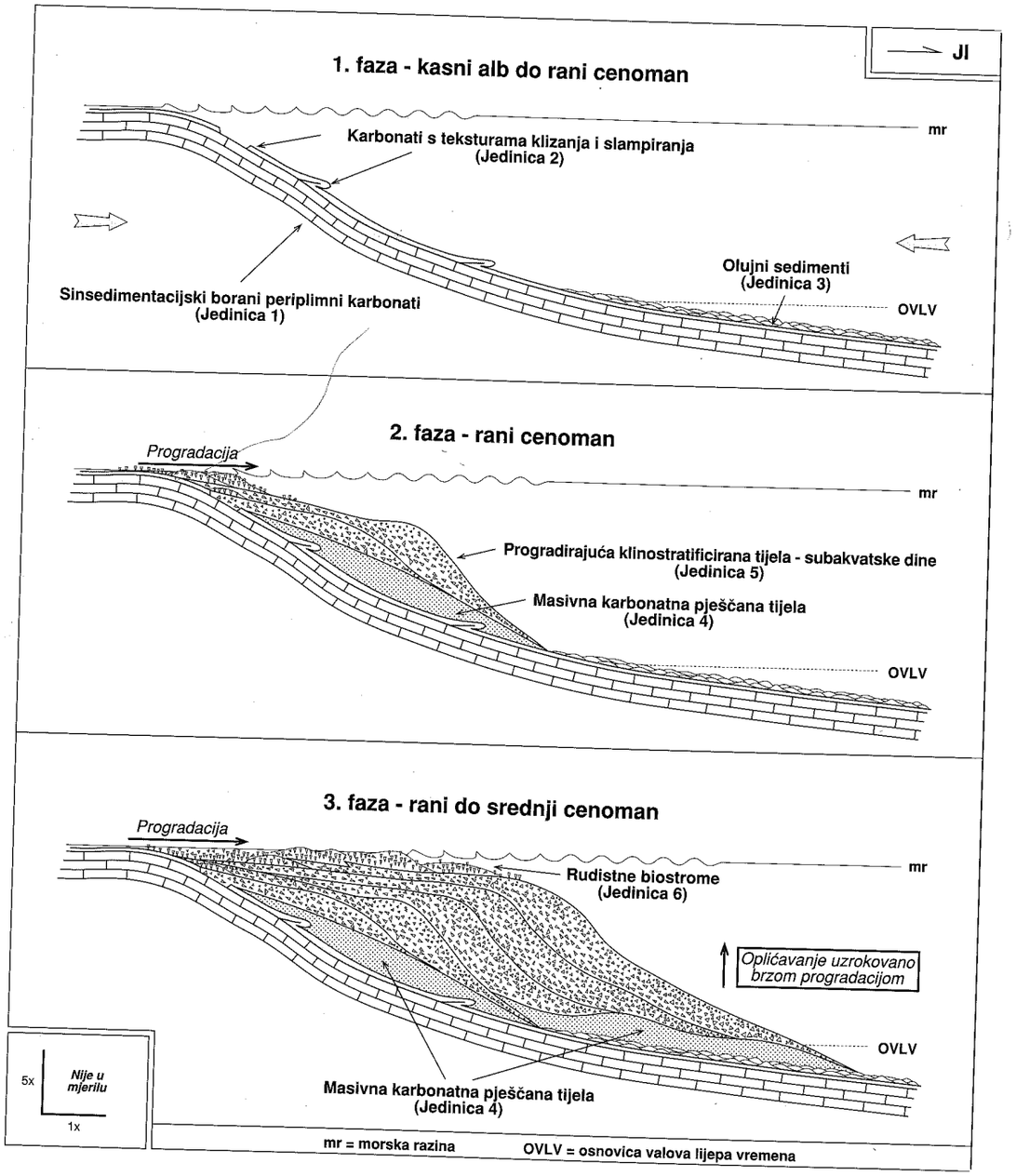
Za plitkomorske (*foreshore - shoreface*) male, srednje, a dijelom i velike subakvatske dine, čije su dužine L < 20 m i visine H < 1,5 m često se još koristi stari termin "megariplovi" (*megaripples*), a za velike i vrlo velike subakvatske dine naziv "pješčani valovi" (*sand waves*). Dok su velike subakvatske dine razmjerno postojana sedimentna tijela koja se mogu očuvati od pretaložavanja, male su dine zbog dinamike migracije pijesaka pri plimnim strujama i valovima jako podložne pretaložavanju.

Prijenosom velike količine bioklastičnog detritusa vodenim strujama - plimom i valovima - mogu nastati subakvatske dine s klinostratificiranim *foresetovima* kosih lamina velikih dimenzija. Tako se, primjerice, u oligomiocenskim sedimentima Novoga Zelanda nalaze kososlojeviti biokalkareniti sastavljeni od bioklasta briozoja i bodljikaša i ljušturica bentosnih foraminifera, nastali migracijom velikih subakvatskih dina na morskome dnu dubine 40-60 m pod utjecajem snažnih plimnih struja kombiniranih s oceanskim strujama (Anastas et al., 1997).

Lijep primjer kososlojevitih *foresetova* subakvatskih dina velikih dimenzija s kutom nagiba od 6-10°, pretežito sastavljenih od krupnog i sitnog rudistnog kršja, obično s izraženom gradacijom (sl. 13-19), nalazimo unutar cenomanskih vapnenaca južne Istre na otočiću Fraškulin i u kamenolomu Vinkuran (Tišljar et al., 1998).

U plićacima s pokretljivom vodom, ne računajući prigrebenske okoliše o kojima će više govora biti u poglavlju 13.5, dominantni su ooidi, odnosno ooidni grejnstoni (sl. 13-20) i dobro sortirani biospariti i biosparruditi (skeletni i/ili bioklastični grejnstoni ili radstoni). Zbog dominacije ooida u sastavu takvih vapnenaca za njih se koristi i termin "ooidni facijes" ili "facijes ooidnih vapnenaca". Plićaci s pokretljivom vodom dubine od 1 do 2 m najpovoljniji su okoliši za postanak ooida (vidi odjeljak 3.4.1.1). Što je energija vode viša to je među ooidima veći udjel ooida s tangencijalnom građom, a manji onih s radijalnom građom (vidi odjeljak 3.4.1.1).

Biospariti i biosparruditi, odnosno grejnstoni i radstoni, taloženi u visokoenergijskom okolišu obalnoga lica, ali i općenito plićacima s pokretljivom vodom, sadrže dobro sortirane i dobro zaobljene fragmente ljuštura školjkaša (osobito oštriga i rudista), gastropoda, vapnenačkih spužava, bodljikaša, koralja samaca, hidrozoja i stromatoporoida (sl. 3-6). Dio bioklasta može u ove okoliše biti naplavljen iz susjednih plićaka s manjim grebenima ili iz grebenskih okoliša. U takvim slučajevima bioklasti najčešće pripadaju tipu obavijenih bioklasta ili kortoida (sl. 3-6A), kako je to npr. slučaj u gornjem malmu Istre (sl. 12-14). Osim ooida i zaobljenih bioklasta i kortoida u plićacima s pokretljivom vodom prisutni su i intraklasti, odnosno intraklastični i intraklastično-bioklastični grejnstoni/radstoni (sl. 13-21A i B). Grejnstoni/



Slika 13-19 Shematski prikaz stvaranja subakvatskih dina i progradacije bioklastičnog detritusa akumuliranog u obliku klinastih tvorevina - *foresetova* - unutar dina. Svako pojedino klinasto tijelo u *foresetu* subakvatske dine nastalo je progradacijom bioklastičnog detritusa i ima odlike ciklusa positnjavanja naviše. Nakon brze akumulacije biodetritusa i zapunjavanja depresija progradacijom *foresetova* preko dina progradiraju rudistne biostrome prikazane na sl. 13-26. Donji i srednji cenoman u južnoj Istri (iz Tišljar et al., 1998).

radstoni taloženi u plićacima s pokretljivom vodom na potopljenom i prednjem žalu i plimnim prudovima odlikuju se zrnskom potporom i razmjerno visokim udjelom ranodijagenetskog vlaknastog submarinskog i mozaičnog druznog kalcitnog cementa, odnosno često pokazuju strukturne odlike **stijena plaža**, tj. *beach rock* taloga (vidi odjeljak 13.3.2). U takvim je naslagama karbonatni mulj - mikrit - uglavnom potpuno odsutan, odnosno prisutan je samo u obliku tankih filmova fiksiranih na cijanobakterijske filamente ili pak u obliku mikritnih ovojnica obavijenih bioklasta i kortoida.

Ciklusi pokrupnjavanja naviše mogu nastati kao posljedica migracije ooidnog i/ili bioklastičnog detritusa, porasta energije vode i obroka taloženja uz opći trend relativnog snižavanja morske razine i porasta energije vode i postupnog donosa sve većih i većih količina, ali i povećanja dimenzija bioklastičnih zrna (sl. 12-14). Prijelazi od potplimnih plićaka s pokretljivom vodom (potopljeni žal - *shoreface*) u plimne prudove i/ili prednji žal uz prevlast djelatnosti valova, kao i prigrebenske okoliše s pokretljivom vodom, u kojima se taloži velika masa grebenskoga bioklastičnoga detritusa i ooida (član B-C na sl. 12-14), obično mogu biti postupni i nije ih uvijek moguće jasno odvajati.

13.4.3.2. Uvjeti taloženja i teksturno-strukturne značajke sustava pješčanih plaža i barijernih otoka

Na karbonatnim platformama i duž rubova obrubljenih karbonatnih šelfova često postoje plićaci s pokretljivom vodom, odnosno visokoenergijski plićaci, u kojima se zbog intenzivne akumulacije karbonatnog skeletnog i neskeletnog detritusa stvaraju **sustavi pješčanih plaža, barijernih otoka i laguna** (*beach - barrier island - lagonal system*).

U plićacima na rubovima obrubljenoga karbonatnoga šelfa i/ili rubovima karbonatne platforme ili rampe mogu se nalaziti prostrana pješčana tijela sastavljena od ooidnih, bioklastičnih ili peloidnih pijesaka koja umjesto grebenskoga kompleksa tvore morfološki istaknuti rub (sl. 11-2). Tipični recentni primjeri takvih pješčanih tijela na rubovima obrubljenoga karbonatnoga šelfa jesu, primjerice, dio Bahamske platforme, Belize, Jamajka, južna Florida i Queensland (Tucker & Wright, 1990).

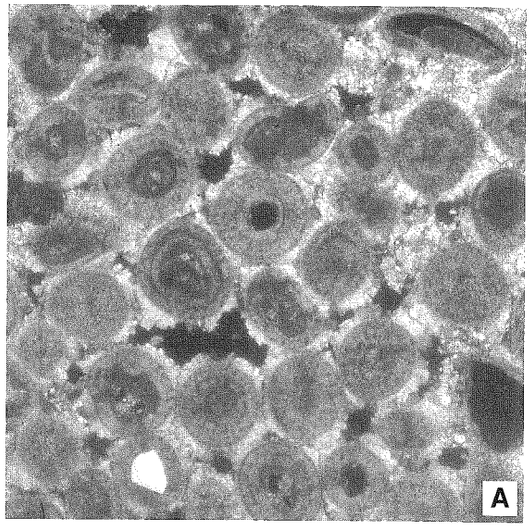
Pretežiti dio karbonatnih pijeska u takvim je naslagama zastupljen bioklastima i ooidima. Bioklasti potječu od razaranja skeleta grebenotvornih organizama ili skeleta koji su nastanjivali morfološki istaknuti rubni dio - obrub šelfa. Ooidi su tu uglavnom autohtona zrna nastala u plićacima na rubu obrubljenoga šelfa zbog vrlo povoljnih uvjeta za izlučivanje $CaCO_3$ iz uzburkane, jako turbulentne, tople morske vode sa snažnim otplinjavanjem, odnosno otpuštanjem CO_2. Osim toga, tvorbu ooida omogućavala je i prisutnost i neprestano pokretanje velikoga broja sitnih bioklasta koji su poslužili kao jezgre za rast ooidnih ovoja.

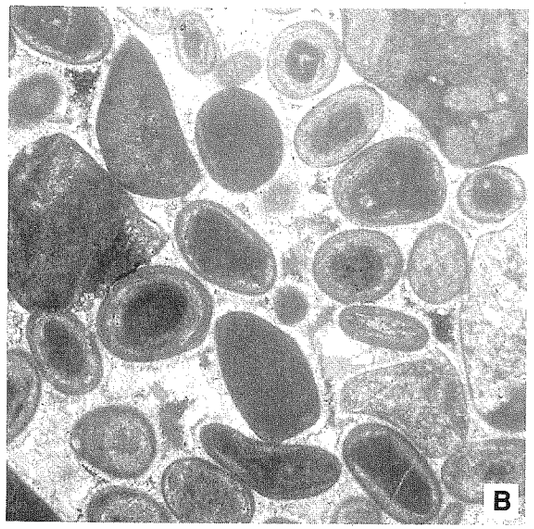
Ooidno-bioklastični pijesci u takvim okolišima tvore sedimentna tijela različitih oblika i dimenzija, među kojima su najčešći **pješčani valovi** ili **subakvatske dine**, **pješčane barijere**, **barijerni prudovi**, **plimni pješčani prudovi**, **delte nastale strujama oseka** (*ebb-delta*), **plimne delte** (*flood-delta*), **preljevni lobovi i plimni pješčani hrptovi** manje-više sličnih teksturno-strukturnih obilježja onima detaljnije već prikazanim u odjeljku 13.4.3.1.

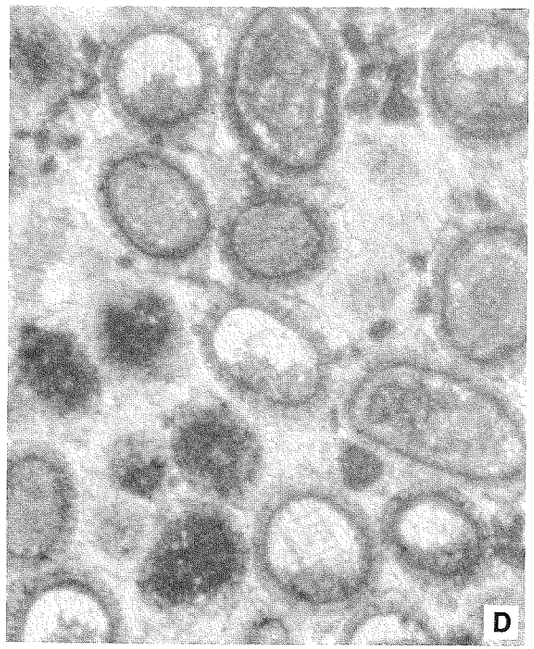
Pješčana tijela sastavljena od ooidnih i/ili bioklastičnih grejnstona vrlo se često nalaze i unutar plitkomorskih vapnenaca vrlo širokoga stratigrafskoga raspona, od kambrija do pliocena. Odlikuju se različitim tipovima kose i lećaste slojevitosti, a interpretirana su kao pješčani prudovi, barijerni otoci, plimni prudovi i hrptovi taloženi, slično kako je to slučaj kod recentnih ooidnih i bioklastičnih pijesaka, u visokoenergijskim plićacima na rubnim dijelovima karbonatnih platforma tipa obrubljenoga šelfa (Mazzullo & Friedman, 1975;

Eliuk, 1978; Flügel, 1982; Evans, 1984; Demicco, 1985).

Za karbonatne plićake sa značajkama potopljenoga žala (obalnoga lica) i prednjega žala na kojem se nalazi sustav plažno-barijernih otoka i laguna, uz oscilaciju razine mora ili progradaciju barijernih otoka u smjeru mora, karakteristično je taloženje vapnenaca u obliku **ciklusa pokrupnjavanja naviše**. Ciklusi se u donjem dijelu sastoje od mulja (madston/vekston) taloženog u nis-







koenergijskom lagunskom okolišu, a u gornjem dijelu od karbonatnog pijeska (pekston/grejnston do radston) s humčastom kosom slojevitošću koja prema gore prelazi u planarnu kosu slojevitost malih nagiba zbog taloženja vapnenačkoga pijeska na prednjem žalu (*foreshore*).

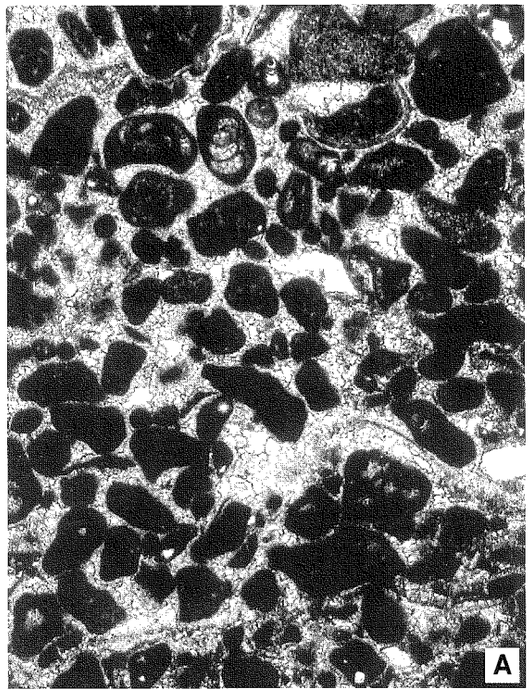
Ovisno o oscilacijama relativne morske razine vapnenački se sedimenti talože u obliku regresivnih barijernih sekvencija pokrupnjavanja naviše ili transgresivnih barijernih sekvencija positnjavanja naviše.

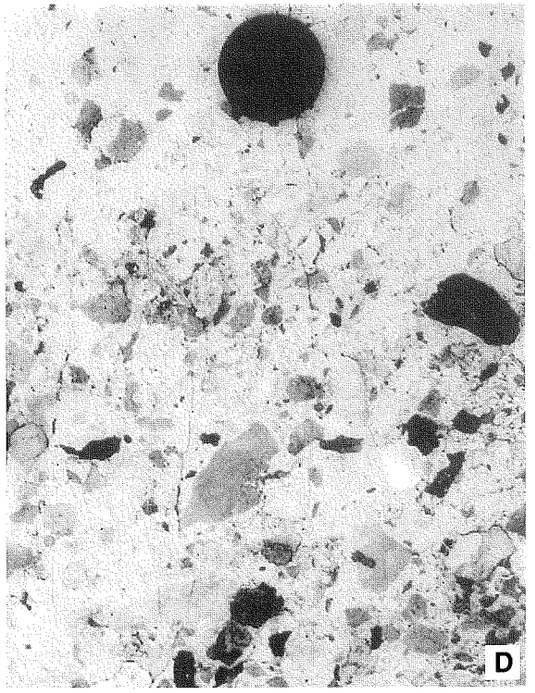
Regresivne barijerne sekvencije pokrupnjavanja naviše (*regressive barrier island coarsening-upward sequences*) nastaju ako su oscilacije morske razine male ili pri neznatnom snižavanju morske razine, pa se progradacijom u smjeru mora može kroz duže vrijeme održavati sustav pješčanih plaža i barijernih otoka. Takve se sekvencije sastoje odozdo naviše od:

- madstona sa značajkama olujnih sedimenata taloženih u dubljem dijelu potplimne zone ili na odobalju (*offshore*),
- amalgamiranih pekstona/grejnstona s humčastom kosom slojevitošću (HCS) i dolinastom kosom slojevitošću (SCS), taloženih na potopljenom žalu ili obalnom licu (*shoreface*),
- krupnozrnastih grejnstona/radstona s *flat*-slojevitošću malih nagiba taloženih na prednjem žalu (*foreshore*), i
- krupnozrnastih grejnstona s kosom slojevitošću velikih dimenzija na vrhu sekvencije.

Debljina sekvencija pokrupnjavanja naviše (obično 10 do 30 m) ovisi o energiji valova i/ili plimnog režima koji s jedne strane određuju dubinu osnovice valova, a s druge strane visinu plaža. Debljina sekvencija je, osim toga, određena i brzinom subsidencije. Ako obroci subsidencije izrazito nadvladaju obroke taloženja, preko pješča-

Slika 13-20 Mikroskopski izbrusci ooidnih vapnenaca. **A** - Ooidni grejnston (oosparit) taložen na ooidnom pješčanom prudu, tj. plićaku s visokom energijom vode. Radijalni ooidi oko jezgre (= zrnce kvarca, pelet ili foraminifera) sadrže 2-3 ovoja sastavljena od radijalno orijentiranih igličastih ili prizmatičnih kalcitnih (primarno aragonitnih?) kristala. Intergranularne pore dobro sortiranih ooida samo su djelomice ispunjene obrubnim kalcitnim cementom, što ovom vapnencu daje visoku intergranularnu poroznost. Tercijar, Skela na Glini, Banovina. Širina slike = 2 mm. **B** - Intraklastično-ooidni grejnston (intraklastični oosparit) tipa "stijene plaža" (*beach rock*) odlikuje se loše sortiranim, ali dobro zaobljenim i abradiranim intraklastima i ooidima. Po površini zrna sadrže tanki rub mikritnog i tanki obrub vlaknastog cementa, a u intergranularnim se porama nalazi mozaični kalcitni cement. Sastav vapnenca, građa i mikrostruktura zrna, a osobito njihova cementacija, karakteristični su za "stijene plaža", tj. vapnence taložene u obliku karbonatnog pijeska na prednjemu žalu (*foreshore*) ili visokoenergijskom plimnom prudu (*tidal bar*). Gornja jura (malm), Gornje Jelenje - Gorski kotar. Širina slike = 3,6 mm. **C** - Ooidni grejnston (oosparit) sastavljen od loše sortiranih ooida nepravilnog, rjeđe kuglastog oblika. Ooidi kao jezgru sadrže intraklaste različitih dimenzija, oblika i unutarnje strukture, a rijetko i bioklaste školjkaša (gore desno). Odlikuju se malim brojem (1-3) ovoja radijalne mikrostrukture čija je ukupna debljina uvijek manja od promjera jezgre. Vapnenac uz ooide sadrži i razmjerno veliku količinu mozaičnog kalcitnog cementa. Dobar je primjer vapnenca sastavljenog od autohtonih ooida koji nisu bili prenošeni i pretaložavani u okoliše izvan samog okoliša nastanka. Jura (doger), Biokovo. Širina slike = 1,8 mm. **D** - Ooidni grejnston (oosparit) sastavljen od kalupnih ili oomoldičkih ooida, odnosno ooida od kojih su nakon otapanja jezgre i unutarnjih ovoja preostale samo kalupne šupljine (*molds*, *oomolds*). Kalupne šupljine često sadrže interni sediment s geopetalnom strukturom kao posljedicom akumulacije materijala preostalog od otapanja jezgre i ovoja. Nakon otapanja unutarnjih ovoja u pojedinim ooidima jezgra je zbog djelovanja sile teže spuštena na dno kalupne šupljine, tj. uz donji rub ooida. Takvi oomoldički ooidi ukazuju na izronjavanje ooidnoga pijeska - plimnoga pruda - iznad morske razine, tj. u meteorsku dijagenetsku zonu u kojoj je slatka voda razmjerno brzo otopila aragonitne jezgre i ovoje ooida ali ne i njihove površine koje su bile zaštićene mikritnim ovojnicama ili cijanobakterijskim filmom. Jura (lijas), Mali Halan, južni Velebit. Širina slike = 1,6 mm.





nih barijera će se proširiti lagunski okoliš, pa će sekvencija završiti lagunskim madstonima ili vekstonima.

Transgresivne barijerne sekvencije positnjavanja naviše (*transgressive barrier island fining-upward sequences*) nastaju ako su oscilacije morske razine velike, odnosno kad se morska razina razmjerno brzo diže i uzrokuje potapanje taložnoga prostora u rasponu plaža - barijerni otoci - laguna. Ako je dizanje morske razine brzo, ali ne i dovoljno brzo da bi potopilo barijerni sustav, pješčane barijere mogu migrirati prema obali, tj. u pliće more, uslijed erozije i spiranja pijeska u lagunu koja je postojala između pješčane barijere i obale. Taj je proces karakterističan za transgresivni taložni sustav - TST ili **retrogradaciju**, kako to prikazuju slike 12-12D i 12-16C.

Transgresivne barijerne sekvencije positnjavanja naviše s migracijom ooidnih prudova opisane su i interpretirane, na primjer, u donjem trijasu središnjega dijela Gorskoga kotara u području Lokve - Mrzla Vodica (Aljinović & Tišljar, 2000). Tu su tijekom starijega trijasa postojali plitkomorski okoliši s visokom energijom vode povoljni za tvorbu velikih količina ooida uz njihovu stalnu migraciju u obliku kososlojevitih subakvatskih dina ili megariplova kao barijernih prudova iza kojih su postojale lagune. U takvim su se okolišima taložili karbonatni sedimenti u obliku sekvencija positnjavanja naviše čiji su početni član kososlojeviti ooidni pijesci subakvatskih dina, odnosno barijernih prudova (danas zastupljeni kasnodijagenetski dolomitiziranim kososlojevitim ooidnim grejnstonima), a završni član karbonatnim muljem bogati lagunski talozi (tankoslojeviti, horizontalno ili valovito laminirani dolomikriti s proslojcima pjeskovitih dolomita i/ili kalkarenacejskih pješčenjaka, a mjestimice i pločastim, nejasno kososlojevitim, 15-60 cm debelim slojevima ooidnih grejnstona kao olujnim slojevima koji su nastali naplavljivanjem ooidnih pijesaka s barijernih prudova u lagunu tijekom olujnoga nevremena).

Sekvencije sastavljene od pijesaka ooidnoga pruda i lagunskih, karbonatnim muljem bogatih taloga interpretirane su kao **transgresivne sekvencije positnjavanja naviše** taložene pri naglom relativnom porastu morske razine, tj. pri nagloj transgresiji "potapanjem pruda na mjestu" (*in-place drowning*). Taj je mehanizam Elliott (1986) primjenio za objašnjenje postanka siliciklastičnih pješčano-muljevitih transgresivnih sekvencija, a njime se mogu protumačiti i "potapanja na mjes-

---

Slika 13-21 Mikroskopski izbrusci intraklastičnih vapnenaca. **A** - Intraklastični grejnston (intrasparit) pretežito sastavljen od dobro sortiranih mikritnih intraklasta i mozaičnog kalcitnog cementa. Vapnenac je tipičan primjer karbonatnih pješčanih taloga prednjega žala i obalnoga lica (*foreshore - shoreface*), odnosno visokoenergijskih plimnih i potplimnih plićaka. Donja kreda (gornji alb), Galižana - južna Istra. Visina slike = 2,8 mm. **B** - Skeletno-intraklastični grejnston (biointrasparit). Dobro zaobljeni mikritni intraklasti (tamna zrna), skeleti zelenih alga (*Paleodasycladus mediterraneous*) i bioklasti gastropoda su, uz sparitni kalcitni cement, glavni sastojci ovoga vapnenca taloženog u periplimnim plićacima s pokretljivom vodom (plimni prud - *foreshore*). Poprečni presjeci kroz skelete *Paleodasycladusa* pokazuju tipičnu mikritom ispunjenu središnju šupljinu i stijenku s aragonitom transformiranim u kalcit markiranu mikritnim ovojnicama. Jura (lijas), Gornje Jelenje - Gorski kotar. Visina slike = 2,6 mm. **C** - Intraklastični grejnston (intrasparit) sadrži slabo do dobro zaobljene intraklaste po čijim je površinama izlučen mikritni i ranodijagenetski vlaknasti, a u intergranularnim porama mozaični kalcitni cement. Vapnenac je tipičan primjer tzv. stijena plaža (*beach rocks*), tj. taložnoga okoliša tipa visokoenergijskog plićaka s plažama od karbonatnog pijeska. Donja kreda, Bravčev dolac na Dinari. Visina slike = 2,6 mm. **D** - Krupni intraklasti tipa "crnih valutica" uloženi u mikritni matriks "breče s crnim valuticama" (*black pebble breccia*). Prvi član ciklusa oplićavanja naviše. Gornja jura (gornji titon), obala kod Poreča. Promjer poklopca objektiva = 58 mm.

tu" ooidnih i/ili bioklastičnih prudova pri naglom relativnom porastu morske razine.

Naime, ooidni barijerni prudovi mogu biti pri postupnoj transgresiji djelomice erodirani, tako da prudni ooidni pijesak progradira u smjeru mora, tu prekriva muljevite sedimente taložene u dubljevodnim okolišima ispred pruda i na taj način tvori sekvenciju pokrupnjavanja naviše koja se u donjem dijelu sastoji od muljevitih taloga a u gornjem dijelu od ooidnih ili bioklastičnih pijesaka. Međutim, pri brzom porastu morske razine i nagloj transgresiji s "potapanjem pruda na mjestu" erozija prudova je prekinuta naglim širenjem plitkoga mora niske energije, odnosno lagune, preko prudova. To je uzrokovalo nagli prekid migracije ooidnih pijesaka, zatrpavanje i prekrivanje ooidnih prudova lagunskim muljevitim talozima i tvorbu transgresivne sekvencije positnjavanja naviše koja u donjem dijelu sadrži prudne ooidne pijeske s dobro očuvanom kosom slojevitošću i morfologijom prudnoga tijela, a u gornjem dijelu horizontalno i/ili valovito laminirane muljevite lagunske taloge.

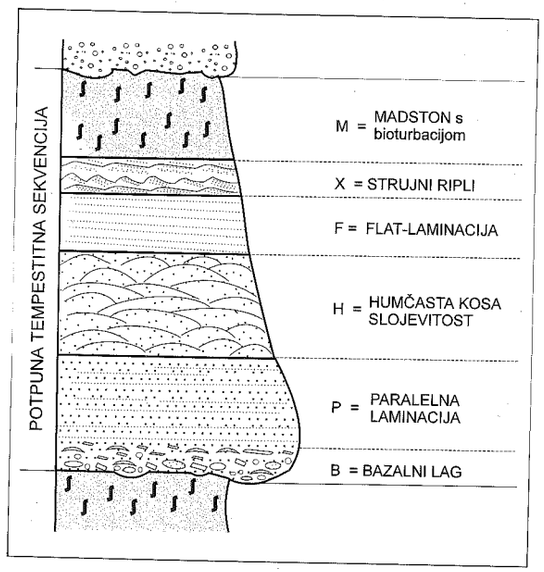
Kod potapanja pješčanih plaža i barijernih otoka pijesak s plaža i barijernih otoka može strujama i valovima biti odnesen i u dublji dio potopljenoga žala ili dalje u područje odobalja (*offshore*). Tu može pretaložavanjem stvoriti novi sustav pješčanih prudova sličan ili jednak onom kod okoliša klastičnih obala ili može biti bioturbiran pa zatim pokriven i zatrpan karbonatnim muljem.

Pijesci barijera mogu zbog izrazite erozije pješčanih barijera tijekom oluja i visokih plima biti razneseni po velikoj površini obalnoga lica ili preneseni na prednji žal.

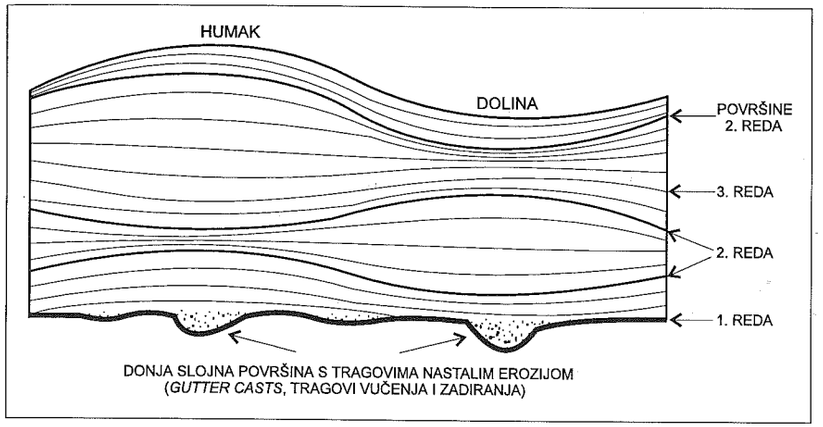
13.4.4. Olujni sedimenti, tempestiti i karbonatne tempestitne sekvencije

U području između osnovice valova lijepa vremena i osnovice valova olujna vremena, tj. u prijelaznoj zoni žala i odobalja ili *offshore*-a (sl. 13-17) na karbonatnim platformama i obrubljenim karbonatnim šelfovima vladaju osebujni uvjeti taloženja. Tijekom lijepa vremena tu vlada potpuni mir i sporo taloženje mulja - madstona - koji je, zbog organizama koji žive i hrane se muljem te spore sedimentacije, jako bioturbiran. Za olujna vremena snažne struje i valovi uskovitlaju zajedno s debelim slojem vode i velike količine taloga s dna, ali i taloga iz susjednih područja. Taloženjem detritusa iz takvih olujnih struja nastaju sedimenti poznati kao **olujni slojevi**, **olujni sedimenti** ili **tempestiti** (*storm beds*, *storm deposits*, *tempestites*). Oni se odlikuju posebnim sedimentnim strukturama i teksturama: obično su to tanji slojevi sitnozrnastih grejnstona s humčastom kosom slojevitošću uloženi u deblje ili tanje slojeve madstona i vekstona (sl. 13-22).

Tijekom dužega razdoblja pretežito lijepa vremena talože se madstoni, a u razdobljima olujnog vremena grejnstoni ili sitnozrnaste **olujne** ili **tempestitne kokine**. Naime, olujnim valovima uskovitlani karbonatni talog se slabljenjem oluje taloži



Slika 13-22 Idealizirana potpuna tempestitna sekvencija.



Slika 13-23 Prikaz humčaste kose slojevitosti (HCS) s rasporedom lamina u konveksnim (humčastim) i konkavnim (dolinastim) dijelovima: donja se slojna površina odlikuje tragovima nastalim erozijskom djelatnošću valova i pripada površini 1. reda, dok su površine 2. i 3. reda određene površinama kosetova kosih lamina.

na jače ili slabije erodirano dno. Najprije se talože krupnija zrna ili bioklasti, pa zatim daljnjim slabljenjem oluje sve sitnija zrna, a po prestanku oluje tijekom lijepa vremena i sav sitnozrnasti muljeviti karbonatni detritus iz suspenzije, slično kako je to slučaj i kod siliciklastičnih sedimenata. Krupnija zrna i bioklasti pri tome uglavnom potječu iz plićih dijelova - obalnog lica ili prednjeg žala donosom povratnim strujama, a djelomice su posljedica separacije i koncentracije zrna iz samog olujama uskovitlanog i pretaloženog taloga.

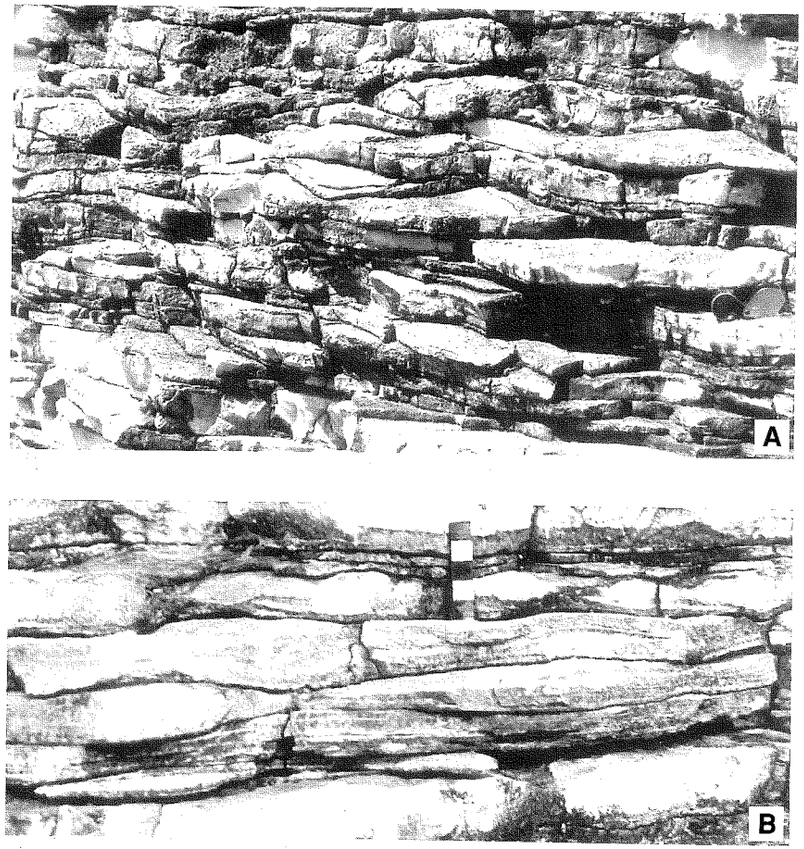
Tipična odlika karbonatnih olujnih slojeva ili karbonatnih tempestita su 0,1 do 2 m debele **tempestitne sekvencije** (sl. 13-22), čija je najvažnija značajka humčasta kosa slojevitost - HCS, obilježena blago svinutim konveksno-konkavnim kosim laminama nagiba od 10 do 15°, zbog čega gornje slojne površine takvih vapnenaca imaju humčastu morfologiju, a slojevi u poprečnom presjeku na izdanku lećasti oblik (sl. 13-23).

Humčasta kosa slojevitost (*hummocky cross-stratification* - HCS) je specifičan oblik kose slojevitosti koja se odlikuje valovito humčastim ili brežuljkastim setovima kosih lamina (sl. 13-23 i 13-24). Kose su lamine usporedne s osnovicom, ali i blago valovite, i to tako da se jedan iznad drugoga izmjenjuju konkavno i konveksno povijeni oblici (sl. 13-23 i 13-24). Pri tome humke ili brežuljke čine najviši konveksni dijelovi setova. U starijim radovima, sve dok termin "humčasta kosa slojevitost" (HCS) po prvi puta nije uveden (Harms et al., 1975), za takvu su kosu slojevitost postojala različita imena, primjerice "lamine odsječenih valnih riplova" (*truncated wave-ripple laminae*) i "odsječeni megariplovi" (*truncated megaripples*).

Humčasta kosa slojevitost se u pravilu nalazi u talozima koji po granulometrijskom sastavu pripadaju krupnom prahu i sitnom pijesku (0,03-0,25 mm), a rjeđe i u nešto krupnozrnastijem sedimentu. Pojedinačni setovi kosih lamina imaju mali kut nagiba lamina, općenito <10, najviše 15°, s laminama koje su približno paralelne s donjom graničnom površinom. Debljina lamina stalno bočno varira uz postupno smanjivanje kuta nagiba, i to tako da su iznosi nagiba i smjerovi lamina paralelni s podinskim površinama nastalim deranjem ili ispiranjem taloga na dnu (Walker et al., 1983). Na taj način nastaje interna slojevitost s humčastim ili konveksnim i dolinastim ili konkavnim koso laminiranim oblicima (sl. 13-24).

Kod humčaste kose slojevitosti se, s obzirom na hijerarhiju, razlikuju površine prvoga, drugoga i trećega reda (Dott & Bourgeois, 1982):

- Površine prvoga reda su erozijske, gotovo ravne, ali s lokalnim reljefom visine od nekoliko



Slika 13-24 Olujni slojevi (tempestiti) u donjocenomanskim vapnencima južne Istre (obala u zaljevu Cintiner kod Banjola). **A** - Konkavno-konveksni oblik slojeva orbitolinsko-peloidnih grejnstona kao posljedica humčaste kose slojevitosti: član H tempestitne sekvencije. **B** - Detalj sa slike **A**: konkavno-konveksno povijanje kosih lamina unutar slojeva s humčastom kosom slojevitošću (HCS).

milimetara do nekoliko centimetara (sl. 13-23). Odlikuju se tragovima deranja, zadiranja i vučenja (*sole marks*), *gutter-cast* strukturama i izrazitom litološkom razlikom između muljevitih taloga čijom su erozijom nastale i na njima taloženog krupnozrnastijeg *lag*-sedimenta.

- Površine drugoga reda također su erozijske, ali unutar sloja s humčastom kosom slojevitošću. Po njima se izmjenjuju antiformni, konveksni (humčasti) i sinformni, konkavni (dolinasti) oblici (sl. 13-23).
- Površine trećega reda čine granice između pojedinačnih lamina unutar seta humčaste kose slojevitosti (sl. 13-23). Konkordantne su s podinskim površinama drugoga reda, pa su time određeni i njihovi oblici i geometrija. Obično su jasno obilježene nakupljanjem tinjaca, biljnih ostataka, gline ili mulja.

Humčasta kosa slojevitost nastaje u plitkomorskim pijescima ispod osnovice valova lijepa vremena, koja se obično nalazi na dubini od 5 do 20 m. U novije doba (Dott & Bourgeouis, 1982; Selley, 1988; Tucker & Wright 1990; Einsele, 1992; Cheel & Leckie, 1993) humčasta se kosa slojevitost smatra bitnom značajkom **olujnih sedimenata** ili **tempestita** (*storm deposits, tempestites*), karakterističnom za facijes grejnston vapnenaca taloženih olujnim valovima ispod osnovice valova lijepa vremena. Danas je ona najvažniji kriterij za utvrđivanje olujnih taloga u stijenama taloženim

na obalnome licu (*shoreface*), premda sama pojava HCS-a ne mora uvijek biti potpuno siguran kriterij za takav okoliš. Humčasta kosa slojevitost je, naime, većinom očuvana u plitkomorskim talozima nastalim u okolišima na relaciji od plitkoga *subtidala* do vanjskoga dijela platforme dubine do približno 200 m, posebice u okolišima potopljenoga žala (*shoreface*) i prijelazne obalne zone (*offshore-transition*), dakle od osnovice valova lijepa vremena do osnovice valova olujna vremena (vidi sl. 13-17 i 13-19). Osim toga, ona se pojavljuje i u velikim morskim zaljevima i u prostranim jezerima (Cheel & Leckie, 1993).

Allen (1984) smatra da humčasta kosa slojevitost nastaje pri kombiniranim tokovima kao produkt valovima generiranih oscilacijskih tokova, a Cheel & Leckie (1993) da ona može nastati pri različitim hidrauličkim procesima djelatnošću oscilirajućih tokova proizvedenih valovima, zatim kombinacijom oscilirajućih i jednosmjernih tokova, kao i djelovanjem čistih jednosmjernih tokova. Humčasta kosa slojevitost koja se nalazi na dubini od 10 do 40 m u recentnim sitnozrnastim pješčanim talozima kontinentalnoga šelfa sjeverozapadnoga dijela Atlantskog oceana nastala je kombinacijom struja generiranih olujnim valovima i geostrofičnih struja (Swift et al., 1987).

Humčasta kosa slojevitost (HCS) se u pješčano-prahovitim talozima najčešće nalazi u obliku: a) odijeljenih pješčanih slojeva unutar muljevitih taloga i b) u obliku amalgamiranih pješčanih slojeva (više slojeva sjedinjenih u jedan).

a) **Odijeljeni pješčani slojevi s humčastom kosom slojevitošću** unutar muljevitih taloga obično su sastavni dio "idealne tempestitne sekvencije" taložene olujnim valovima ispod osnovice valova lijepa vremena (*fairweather wave-base*), tj. tempestita. Idealna tempestitna BPHFXM-sekvencija (*BPHFXM-sequence*) sastoji se naviše od ovih jedinica (sl. 13-22): B = bazalni *lag*, P = paralelna laminacija, H = humčasta kosa slojevitost, F = *flat*-laminacija simetričnih riplova, X = kosa laminacija i M = madston (Dott & Bourgeouis, 1982). Debljina takve potpuno razvijene sekvencije obično iznosi 10 do 200 cm.

b) **Humčasta kosa slojevitost u obliku amalgamiranih pješčanih slojeva** može se pojaviti unutar slojeva čija debljina iznosi i više metara. Pri tome pješčani slojevi ne sadrže muljevite proslojke ili se muljevi pojavljuju samo mjestimice u obliku leća. Osim toga, potpuno izostaju ostale jedinice "idealne tempestitne sekvencije". Amalgamirani slojevi s HCS se u pravilu nalaze u slijedu naslaga iznad tempestitnih sekvencija u jasnom regresivnom slijedu, tj. nastaju na manjim dubinama od tempestitnih sekvencija, i karakteristični su za donji dio potopljenoga žala ili obalnoga lica (*lower shoreface*), a tempestitne sekvencije za prijelaznu obalnu zonu i odobalje ili *offshore* (Cheel & Leckie, 1993).

Posebna inačica humčaste kose slojevitosti jest **dolinasta kosa slojevitost** (*swaley cross-stratification* - SCS), kod koje su uglavnom očuvani samo konkavni ili dolinasti oblici, dok su konveksni, tj. humčasti ili brežuljkasti oblici rijetkost jer su erodirani morskim strujama. Kut nagiba lamina u konkavnim - dolinastim - oblicima može biti manji od onoga kod humčaste kose slojevitosti. Za razliku od HCS dolinasta kosa slojevitost se mnogo češće pojavljuje u srednjozrnastim i krupnozrnastim pješčanim sedimentima. Posebice je lijepo razvijena u plitkomorskim pješčanim i vapnenačkim talozima obalnoga lica ili potopljenoga žala (sl. 13-17).

Tempestitne sekvencije u vapnenačkim olujnim slojevima ne moraju biti uvijek potpuno razvijene, tj. sadržavati sve jedinice (BPHFXM) prikazane na sl. 13-22. U karbonatnim se tempestitima često nalaze nepotpune sekvencije, uglavnom samo viši dijelovi kompletnih sekvencija, odnosno njezine PHFXM jedinice taložene iz vodenih struja u kojima je prevladavao oscilacijski

tok kao posljedica smirivanja olujnog nevremena. Jedinica ili član M - madston - pojavljuje se gotovo redovito u svim vapnenačkim olujnim slojevima. Taložena je u razmjerno dugotrajnom razdoblju između dviju jakih oluja, pa je obično jako bioturbirana. Jedinice PHFX su sastavljene od grejnstona koji mogu biti amalgamirani zbog učestalosti oluja, tj. ako nova oluja slijedi ubrzo iza prethodne i svojim strujama erodira i/ili pretaložava pješčani talog taložen pri ranijoj oluji.

U vapnenačkim se olujnim slojevima - tempestitima - mogu naći i *gutter casts* i *tool marks* strukture, kao i druge vanjske i unutarnje strukturno-teksturne odlike. Osnovica olujnih slojeva je obično erozijska, a u donjim, krupnozrnastijim jedinicama tempestitnih sekvencija česta je gradacija, posebice u slojevima s koncentracijom bioklasta i intraklasta zbog ispiranja sitnijeg detritusa (*lag*-sedimenti). Paralelna laminacija, humčasta kosa slojevitost i *flat*-slojevitost bitne su značajke karbonatnih tempestita. Na gornjim se slojnim površinama grejnstona F i X jedinica tempestitne sekvencije često pojavljuju simetrični strujni riplovi kao posljedica prijenosa pješčanih zrna po dnu ili uz samo dno strujama uzrokovanim olujnim valovima ispod osnovice valova lijepa vremena.

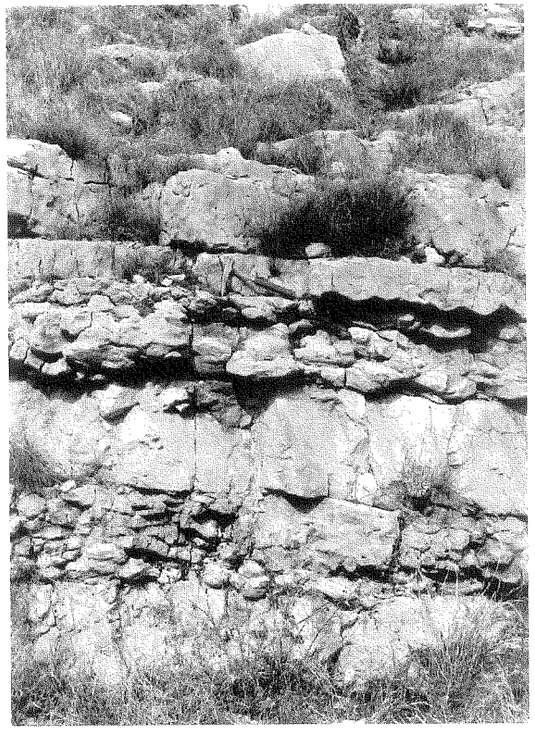
Vapnenački olujni sedimenti nastali u dubljem dijelu potopljenoga žala (*shoreface*) bogatiji su muljem i imaju manju debljinu slojeva ili se sastoje od samo jednog olujnog sloja, a oni nastali na plićem dijelu ili u gornjem dijelu žala (*upper shoreface*) su debljih slojeva, krupnozrnastiji, bogati bioklastima i često sastavljeni od amalgamiranih slojeva. Zbog toga se smatra da je amalgamiranje, odnosno sjedinjavanje više slojeva s humčastom kosom slojevitošću, karakteristično za donji *shoreface* okoliš i za početak regresivnog slijeda u taložnom sustavu (Cheel & Leckie, 1993). U vertikalnom slijedu vapnenačkih sedimenata često se može zapaziti jasna tendencija oplićavanja koja se manifestira po ovakvom slijedu (odozdo naviše):

1) tanje tempestitne sekvencije unutar debljega paketa vekstona i madstona koji se talože na donjem *shoreface* okolišu nešto iznad osnovice valova olujna vremena,
2) razmjerno debeli amalgamirani slojevi sitnozrnastih grejnstona s humčastom kosom slojevitošću (HCS) koji se talože na plićem dijelu *shoreface* okoliša, neposredno ispod osnovice valova lijepa vremena,
3) debeli slojevi ili masivna karbonatna pješčana tijela sitnozrnastih do srednjozrnastih grejnstona/pekstona, taloženi u obliku pješčanih prudova u plićem *shoreface* i u *foreshore* okolišu.

Kao dobar primjer za takvu sekvenciju oplićavanja, koja počinje tempestitima da bi preko amalgamiranih slojeva s humčastom kosom slojevitošću završila debelim vapnenačkim tijelom s klinastim kososlojevitim *foresetovima* subakvatskih dina i biostromama, mogu poslužiti donjocenomanski i srednjocenomanski vapnenci područja Banjola i Fraškulina u južnoj Istri, kako to prikazuju sl. 13-24 i 13-19 (Tišljar et al., 1998).

Lijepo razvijeni vapnenački olujni slojevi - tempestiti - s manje-više potpuno razvijenim sekvencijama nalaze se i u cenomanskim vapnencima kamenoloma Sv. Lucija kod Oprtlja i u podini kamenoloma Sv. Stjepan kod Istarskih Toplica (sl. 13-25) (Vlahović, 1993; Vlahović et al., 1994) te malmskim vapnencima s rožnjacima i rijetkim amonitima kod Mrkoplja u Gorskom kotaru.

U olujnim se slojevima vapnenaca može, nešto rjeđe nego li HSC, pojaviti i dolinasta kosa slojevitost (*swaley cross-stratification* - SCS) združena s flat-slojevitošću, kao posljedica taloženja i erozije nakupljenog detritusa učestalim olujama, uglavnom na plićem dijelu obalnoga lica (Tucker & Wright, 1990). Pri učestalom i dužem trajanju oluja humčasti će dijelovi tempestitne sekvencije biti odnešeni naletom novog olujnog vala prije nego li se na njih taloži sitniji detritus iz suspenzije. Dolinasta kosa slojevitost (SCS) ima mnoge značajke humčaste kose slojevitosti (HCS), ali se od nje razlikuje po obično nešto manjem kutu nagiba lamina, nedostatku konveksnih dijelova internih lamina, češćem pojavljivanju u srednjozrnastim ili krupnozrnastim pješčanim talozima i češćem sadržaju krupnijih valutica (Cheel & Leckie, 1993).



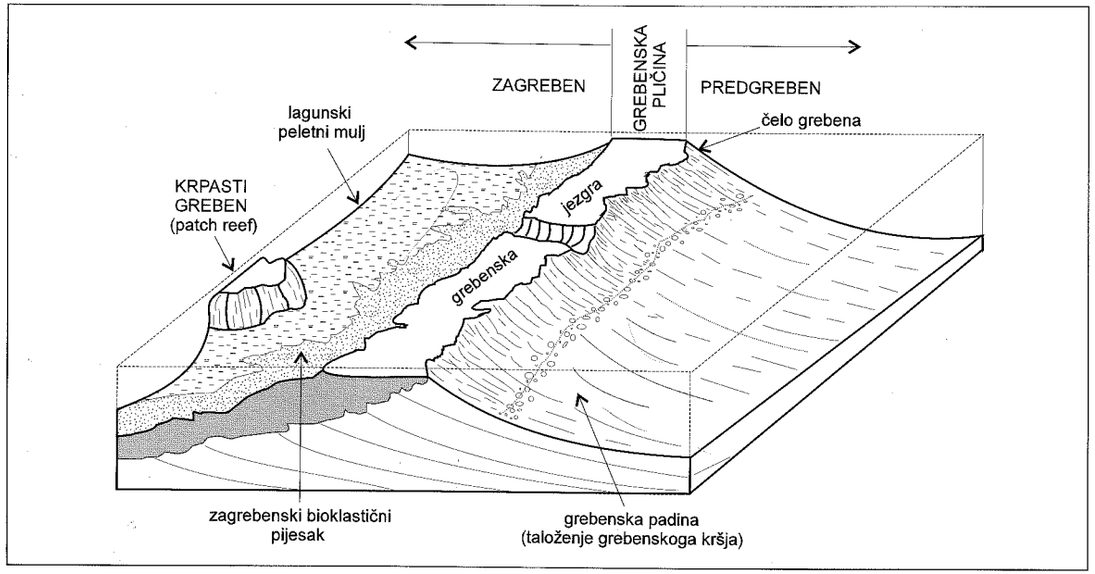
Slika 13-25 Tempestiti u srednjocenomanskim vapnencima kod Istarskih Toplica (iz Vlahović, 1993): izdanak s dvije potpune tempestitne sekvencije.

13.5. Okoliši grebenskoga kompleksa

13.5.1. Definicija i klasifikacija okoliša grebenskoga kompleksa

Grebenski kompleks (*reef complex*) obuhvaća okoliše na koje izravni utjecaj imaju velike i prema valovima otporne, topografski i reljefno izražene organogene grebenske tvorevine na kojima se, kako to prikazuje sl. 13-26, razlikuju:

- **grebenska padina** (*reef slope*) ili **grebenski bok** (*reef flank*) je razmjerno strmo nagnuta površina, odnosno vrlo strmi bok grebena,
- **predgrebenski okoliš** *(fore-reef)* obuhvaća visokoenergijsko područje s prednje, otvorenom moru okrenute strane organogenog grebena ili grebenske barijere,
- **čelo grebena** *(reef front)* je prednji, vanjski, morfološki istaknuti, prema otvorenom moru okrenuti i stoga valovima najjače izloženi dio organogenog grebena. Proteže se duž vanjskoga ruba grebena iznad granične crte dubine mora koja je ekološki pogodna za život koralja, koralinaceja i drugih grebenotvornih organizama. Najviši i najjače valovima izloženi dio čela grebena je **grebenska krijesta** (*reef crest*),
- **grebenska jezgra** *(reef core)* obuhvaća središnji dio organogenog grebena, odnosno **grebensku pličinu** (*reef flat*), ali i najviši dio grebena ili grebensku krijestu, sastavljenu od skeletne grebenske rešetke najotpornijih grebenotvornih organizama,
- **grebenska pličina** ili **ravnica** (*reef flat*) je ravna platforma na gornjem središnjem dijelu organogenog grebena sastavljena od uginulih grebenotvornih organizama i obično pokrivena bioklastičnim detritusom koji potječe od razaranja koralja i drugih grebenotvoraca; tijekom oseke u pravilu je suha i tvori tjeme grebena koje izranja iznad morske razine,
- **zagrebenski okoliš** (*back-reef*) je plitkomorsko područje sa stražnje strane organogenog grebena ili grebenske barijere, za razliku od predgrebena i čela grebena, manje-više zaštićeno od izravnog djelovanja valova, i
- **zagrebenska laguna** (*back-reef lagoon*) je plitkomorsko, od udara valova grebenom zaštićeno



Slika 13-26 Shematski prikaz okoliša taloženja grebenskoga kompleksa (iz Selley, 1988).

područje s niskom energijom vode, mjestimice i povišenim salinitetom.

Organogene grebenske tvorevine najčešće nastaju duž obrubljenih karbonatnih šelfova, karbonatnih platforma ili rampa, gdje čine osebujni karbonatni taložni sustav, kako po morfologiji, reljefu i dimenzijama, tako i po ekološkim, biološkim, klimatskim, kemijskim, fizikalnim i hidrološkim značajkama.

Unutar vrlo velike varijabilnosti morfoloških oblika organogenih grebena, uloge i udjela različitih organizama u gradnji i razgradnji grebena te ekološkog i biološkog sastava grebena razlikuju se dva temeljna tipa grebena: skeletni grebeni i grebenski humci.

Skeletni grebeni (*skeletal reefs*, *frame-built reefs*) organogene su grebenske tvorevine izgrađene od kolonija grebenotvornih organizama čiji skeleti tvore krutu, prema djelatnosti valova otpornu i reljefno izdignutu karbonatnu **skeletnu rešetku** ili skelet grebena (*framework*, *frame-built*). Toj skupini grebena pripadaju svi prema valovima otporni, morfološki izdignuti organogeni grebeni na fosilnim i recentnim grebenskim barijerama, kao i kružni ili prstenasti krpasti grebeni koji se nalaze unutar obrubljenih karbonatnih šelfnih i platformnih plićaka i laguna (sl. 13-26).

Zvonasti grebeni (*knoll reefs*) su izolirane, neravne bioherme upadljivo kružnoga oblika, visine do 100 m, koje se najčešće nalaze nanizane jedna do druge na gornjemu dijelu prednje padine obrubljenoga karbonatnog šelfa ili platformnoga ruba sa srednjom energijom vode. Tu oni mogu zajedno s predgrebenskim i grebenskim kršjem stvarati **grebensku barijeru** ili **grebensku rampu** s blagim nagibom prema moru.

Krpasti grebeni (*patch reefs*), koji obično rastu u plitkom unutarnjem dijelu zaštićenih grebenskih laguna iza velikih grebenskih barijera (sl. 13-26) i u unutarnjemu dijelu karbonatne platforme ("srednji šelf"), pojavljuju se u zajednici sa skeletnim - bioklastičnim vapnencima. U dubljim lagunama krpasti se greben može brzim rastom gre-

benskih organizama razviti u visoki, pelagičnim vapnencima okruženi **tornjasti greben** (*pinnacle reef*). Krpasti grebeni su najčešće nastali na početno malim ispupčenjima na morskome dnu koje su nastanjivali koralji i alge, a zatim su rasli i do nekoliko metara visine ovisno od dubine mora (ponegdje i do 20 m). Na Bermudima, primjerice, kupolasti i masivni koralji zauzimaju između 10 i 45 % čvrstoga supstrata krpastog grebena i obuhvaćaju 40 do 80 % ukupne krute mase, dok je vršni dio krpastoga grebena uglavnom sastavljen od koralinacejskih alga (James, 1991). Ostali grebenotvorci su briozoji i školjkaši.

Grebenski humci (*reef mounds*) biogene su karbonatne tvorevine bogate muljem i bioklastičnim materijalom koje ne sadrže *in situ* očuvanu skeletnu rešetku. To su ravne, izduženo-lećaste, rjeđe i nešto strmije stožaste hrpe karbonatnog materijala bez prave i potpune grebenske strukture, koje se sastoje od loše sortiranog vapnenačkog mulja s manjim količinama nježnih skeleta dendroidnih sesilnih organizama koji su rasli na muljevitom talogu. Uglavnom su to spužve, alge, briozoji, granasti koralji i školjkaši. Nastali su na morskome dnu hvatanjem i vezivanjem velikih količina sedimenata skeletima organizama i intenzivnim lokalnim nakupljanjem velikih količina skeletnog materijala (Tucker & Wright, 1990). Fosilni grebenski humci imaju lećaste do stožaste oblike i u pravilu su sastavljeni od loše sortiranih bioklastičnih vapnenaca madstonskoga tipa s manjom količinom baundstona.

Premda u shvaćanju postanka i razvoja grebenskih humaka ima mnogo nepoznanica i nejasnoća zbog velike varijabilnosti sedimentacijskih i bioloških procesa, ipak se općenito njihov razvoj može prikazati u četiri stadija (James, 1983). Početni stadij rasta grebenskih humaka čini mehanički akumulirana hrpa bioklastičnoga vekstonskoga taloga bez značajnije prisutnosti organizama koji hvataju i na sebe vežu sediment. Drugi stadij obuhvaća nakupljanje vapnenačkoga mulja s brojnim stromataksisima koji je bio uhvaćen i vezan u humak zajednicom organizama poput spužava, briozoja, kodiaceja i morskih trava. Treći stadij, poznat pod imenom "baundston horizont" ili "kapa humka", je faza stabilizacije mulja posredstvom inkrustirajućih organizama koji su nastanjeni po površini humka, a četvrti stadij predstavljaju procesi stvaranja organskih prevlaka ili kora kojima je humak zaštićen od razaranja i zatim cementacije i litifikacije tako nastalog humka.

Bokove grebenskih humaka obično čine grejnstoni sastavljeni od bioklastičnog detritusa koji potječe od razaranja pričvršćenog grebenskog bentosa te od litoklastičnog i bioklastičnog detritusa nastalog razaranjem i erozijom samog brzo litificiranog grebenskog humka tijekom razdoblja s visokom energijom vode. Mnogi su grebenski humci prekriveni grejnstonima kao posljedicom oplićavanja i porasta energije vode.

Muljni humci (*mud mounds*) su posebna vrsta grebenskih humaka u kojima je udio skeletne komponente vrlo mali. Ne mogu nastajati u visokoenergijskim okolišima gdje vladaju uvjeti stalne turbulencije vode valovima ili jakim strujama. Najčešće nastaju na blagim padinama karbonatnih platforma ili na rampama, u niskoenergijskim, mirnim zagrebenskim lagunama i na obrubljenim karbonatnim šelfovima. Debljina im je obično od nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara, a promjer do 1 kilometra ili mogu biti poredani u niz dužine od više desetaka pa i stotina kilometara. Smatra se da u najvećoj mjeri nastaju djelatnošću mikrobakterija (James & McIntyre, 1985).

Stromatolitne grebenske tvorevine (*stromatolite buildups*) imale su posebno značenje u prekambriju i ranom paleozoiku, kad su nastale impresivne stromatolitne tvorevine po obliku i morfologiji iznenađujuće slične skeletnim grebenima nastalim u kasnijim geološkim razdobljima (James, 1991). To su **bioherme** kupolastoga oblika pretežito sastavljene od brojnih malih, međusobno izoliranih vertikalno stršećih kupolastih stromatolita visine 30-40 cm, a ponegdje i do 1 m. Prostori

između njihovih kupola obično su ispunjeni stromatolitnim kršjem - intraklastima - nakupljenim u obliku **breče**, često s **plosnatim fragmentima** (*edgewise intraclasts*). Stromatolitne grebenske tvorevine su nastajale u uvjetima razmjerno visoke energije unutar plimne i potplimne zone i to tako da su njihov reljef i visina kupola proporcionalni jačini valova. Veće i više kupole nastajale su u potplimnoj zoni dubine do 3,5 m, a moguće i više, i donjemu dijelu plimne zone. Postupnim prijelazom prema gornjem dijelu plimne zone i u natplimnu zonu, dimenzije im se u pravilu smanjuju, jer tu tvore **tankolaminirane valovite stromatolite**, odnosno **stratiformne cijanobakterijske livade** (vidi poglavlje 3.7). Prema moru **kupolasti algalni stromatoliti** tvore dugačke komplekse humaka, koji se pružaju paralelno ili okomito na obalnu crtu.

Smatra se da je njihov rast posljedica aktivnoga kretanja taloga, tako da su cijanobakterijske livade mogle rasti samo na manjim područjima na kojima je sediment bio stabiliziran i tako predstavljao jezgru kupola koje su razmjerno brzo litificirane. Iako je sama površina stromatolita za života cijanobakterija bila mekana, litifikacija je počinjala već na nekoliko milimetara ili centimetara ispod same površine stromatolita, pa je praktički cijeli unutarnji dio kupolaste strukture bio vrlo čvrst. Između kupola je taložen pješčani nevezani talog koji je prenošen jakim valovima i često pritom vrlo snažno erodirao osnovicu litificiranih stromatolitnih kupola.

13.5.2. Procesi stvaranja i litifikacije organogenih grebena

Pri stvaranju grebena i grebenskog kompleksa sudjeluju biološki, fizikalni i kemijski procesi s vrlo različitim međusobnim djelovanjem, koje se može podijeliti u četiri glavne skupine procesa: gradbene ili konstrukcijske procese, procese razgradnje grebena ili destruktivne procese, sedimentacijske i cementacijske procese.

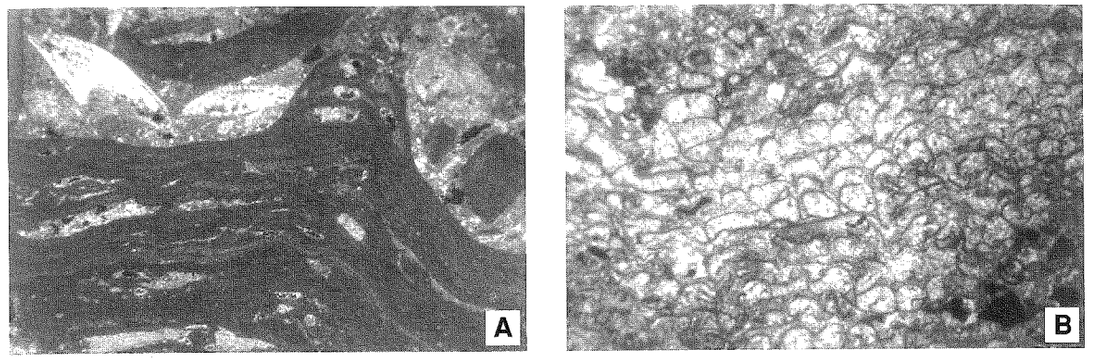
Gradbeni ili **konstrukcijski procesi** jesu oni kod kojih prevladavaju biogeni procesi rasta grebenotvornih organizama s karbonatnim skeletima, kao što su nakupljanje i vezivanje sedimenta (baflston, bajndston). U poziciji rasta i na staništu litificirani skeleti grebenotvornih organizama, posebice onih koji žive u kolonijama, poput koralinaceja (sl. 13-27A), briozoja (sl. 13-27B), hidrozoja, stromatoporoida, koralja, serpulita, inkrustirajućih foraminifera (sl. 13-13D) i gastropoda, glavni su uzročnici nastajanja organogenih grebena. Pri tome nastaje obilje šupljina između skeletne rešetke zbog rasta nepravilno granastih (koralji, stromatoporoidi, hidrozoji) ili gromadastih (koralinaceje, briozoji, inkrustirajuće foraminifere) skeletnih rešetaka. Obilje šupljina, osim toga, nastaje i procesima bioerozije koji, međutim, pripadaju u procese razgradnje grebena.

Međusobni odnosi intenziteta i brzine rasta skeletne rešetke i intenziteta bioerozije ključni su čimbenici razvoja grebena i balansa konstrukcijskih i destrukcijskih procesa kod nastanka organskih grebena.

Procesi razgradnje ili **destrukcijski procesi** pri nastajanju grebena uzrokuju oštećenja i razgradnju rasta grebena zbog fizikalnog razaranja grebena djelatnošću valova i morskih struja te bioerozijom.

Fizikalna razgradnja grebena kontinuirani je i paralelni proces s gradnjom grebena zbog abrazijske djelatnosti valova i morskih struja. Taj je proces posebice intenzivan pri povremenim olujnim i orkanskim valovima kojima mogu biti razorene velike količine organogenih grebena i kolonija organizama koje oblikuju skeletnu grebensku rešetku.

Bioerozija, kojoj pripadaju procesi ubušivanja, struganja, lomljenja i rovanja pri životnoj djelatnosti različitih organizama, polagani je proces razgradnje grebena, koji, međutim, kroz dugo vrijeme postaje vrlo važan čimbenik razgradnje grebena.



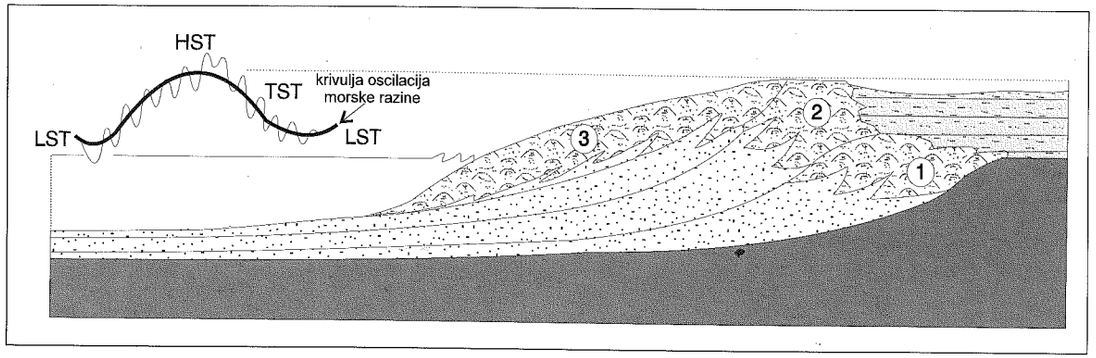
Slika 13-27 Grebenotvorni organizmi. **A** - Mikroskopski izbrusak koralinacejske bioherme: koraste nakupine koralinacejskih alga u obliku rodoida sadrže razmjerno velike pore (međuskeletna poroznost) ispunjene bioklastičnim detritusom, rijetkim ljušturicama foraminifera, a djelomice i mozačnim kalcitnim cementom. Tercijar (panon), južno pobrđe Žumberka, Jezerine kod Krašića. Širina slike = 4,8 mm. **B** - Mikroskopski izbrusak briozojskog skeleta iz briozojsko-koralinacejske bioherme. Visoka primarna unutarskeletna poroznost bitno je smanjena cementacijskim procesima - izlučivanjem mikrokristalastog cementa u komoricama skeleta. Tercijar (panon), južno pobrđe Žumberka, Jezerine kod Krašića. Širina slike = 2,6 mm.

Pri destruktivnim procesima nastaje golema količina grebenskoga biodetritusa različite veličine koji se taloži bliže ili dalje od sâmog grebena, kolonije organizama ili bioherme, često u obliku klinastih kososlojevitih tijela ili *foresetova* i ciklusa pokrupnjavanja naviše povezanih s progradacijskim procesima (vidi odjeljak 12.1.1 i sl. 12-12C i 13-28).

Sedimentacijski procesi u stvaranju grebena posljedica su taloženja i akumulacije velikih količina detritusa nastalih abrazijom i bioerozijom grebenske skeletne rešetke i općenito organogenih grebenskih tvorevina, a manjim dijelom i detritusa koji potječe izvan grebenskih okoliša, odnosno detritusa naplavljenog iz susjednih okoliša. Najvažniji opskrbljivači recentnih grebena detritusom su zelene alge (u recentnim grebenima *Halimeda*), koralinaceje, koralji, foraminifere i moluske (Milliman, 1974). Interskeletne pore i kaverne u grebenu, kao i šupljine nastale bioerozijom vrlo se brzo ispunjavaju internim sedimentom koji donose morske struje i pri udaranju valova i plima utiskuju u šupljine površinskoga dijela grebena, posebice na čelu i u krijesti grebena, u obliku više generacija geopetalnih, kosolaminiranih, graduiranih i bioturbiranih internih taloga.

Akumulacijom velike količine grebenskoga biodetritusa u prigrebenskim okolišima, osobito neposredno uz padinu grebena, nastaju **kososlojevita sedimentna tijela** s klinastim oblicima *foresetova*, nagnuta niz padinu. Zbog kontinuiranog taloženja takvih klinastih sedimentnih tijela koja progradiraju jedno preko drugoga od grebena u dublje more, padina grebena se postupno zapunjava i pretvara u morski plićak preko kojega se nastavlja širenje ili progradacija grebena (vidi odjeljak 12.1.1, sl. 12-12C i 13-28). Taj je proces osobito izražen ako je sukcesivno bio praćen i snižavanjem razine mora tijekom niskoga stanja morske razine (sl. 13-28B). Suprotno tomu, pri porastu morske razine, tj. u transgresivnom sustavu, kao i pri visokom stanju morske razine, prevladava vertikalni rast grebenskoga tijela, odnosno agradacija grebena (sl. 13-28).

Procesi cementacije imaju vrlo važnu ulogu pri stvaranju i litifikaciji grebena. Obično se zbivaju u ranoj fazi nastanka grebena uz izravno sud-



Slika 13-28 Razvoj i rast organogenoga grebena u zavisnosti od relativnih oscilacija morske razine. Razvoj grebenskoga tijela kao potpune taložne sekvencije nastaje tijekom jednoga potpunog ciklusa relativnih promjena morske razine: 1 = nisko stanje morske razine za koji je karakteristična progradacija grebena preko predgrebenskih klinostratificiranih taloga; 2 = transgresija za koju je karakterističan agradacijski rast grebenskoga tijela pri stalnom relativnom porastu morske razine: grebenotvorni organizmi svojim pretežito vertikalnim rastom nastoje pratiti rast morske razine i zadržavati se u ekološki najpovoljnijem batimetrijskom području i 3 = snižavanje morske razine ponovno do niskoga stanja u kojemu izrazito prevladava progradacija grebenskoga tijela preko predgrebenskih taloga, čime grebenotvorci prate snižavanje morske razine razvijajući se samo na za život povoljnoj dubini.

jelovanje morske vode u porama grebenske konstrukcije. Cementacija je u pravilu najintenzivnija na čelu i na krijesti grebena, gdje se u porama zadržava i isparava morska voda koju su naplavili valovi i koja se djelatnošću valova neprestano ubacuje u šupljine ali i crpi iz šupljina i pora (Marshall & Davies, 1981). S obzirom da su fosilni grebenski vapnenci zbog svoje visoke poroznosti vrlo važne kolektorske stijene tekućih i plinovitih ugljikovodika - nafte i zemnoga plina - procesima njihove cementacije posvećena su mnogobrojna i kompleksna istraživanja. Općenito se može reći da se kod najvećega broja fosilnih grebenskih vapnenaca kao glavni tip cementa nalaze ranodijagenetski marinski cementi.

U današnjim grebenima najčešće se izlučuju različiti morfološki i strukturni tipovi visokomagnezijskog kalcitnog i aragonitnog cementa, što je vjerojatno bio slučaj i kod cementacije grebena u geološkoj prošlosti (Purser & Schroeder, 1986). U primarnim i sekundarnim porama nalaze se, samostalno ili u zajednici s internim sedimentom, različiti varijeteti i oblici izopahnih, poligonalnih, meniskusnih i mozaičnih ili *blocky* cemenata.

Od aragonitnih cemenata obično se pojavljuju acikularni kristali u obliku izopahnih rubova ili lepezastih i botrioidalnih iglica, kao i izometričnih kristala mikronskih dimenzija, odnosno mikritnoga cementa. Najznačajniji i najčešći tip aragonitnoga cementa u recentnim grebenima je **botrioidalni cement**, tj. cement koji tvori lećaste oblike sastavljene od izduženih euhedralnih vlakanaca koja obično sraštanjem daju poligonalne oblike. Smatra se da se botrioidalni tip aragonitnoga cementa u grebenima izlučuje nakon faze otapanja, okršavanja i dolomitizacije (Aissaoui et al., 1986). Izlučivanje marinskih aragonitnih i visokomagnezijskih cemenata najintenzivnije je tijekom ili neposredno iza relativnog dizanja morske razine, tj. vezano je uz visoko stanje morske razine. Otapanje pojedinih sastojaka grebena i izlučivanje freatičkih niskomagnezijskih kalcitnih cemenata zbiva se samo tijekom maksimuma visokoga stanja morske razine, kad periodične jake oborine

stvaraju leće slatke vode na grebenu, a tijekom niskoga stanja morske razine takvih lećastih tijela slatke vode uglavnom nema, pa su vadozna zona i vadozne tvorevine ograničene samo na *intertidalnu* i *supratidalnu* zonu (Strasser & Strohmenger, 1997).

Aragonitni acikularni cement se obično sastoji od igličastih kristala promjera oko 10 i dužine oko 100 µm, pri čemu im je izduženje paralelno s kristalografskom osi *c*. **Mikritni aragonitni cement** se uglavnom pojavljuje u obliku internog sedimenta unutar intraskeletnih i interskeletnih pora.

Od visokomagnezijskih kalcitnih cemenata u grebenima se pojavljuju izometrični, peloidalni i listićavi (*bladed*) tipovi cemenata (Tucker & Wright, 1990). **Visokomagnezijski kalcitni listićavi cement** je u pravilu zastupljen s kristalima širine do 10 i dužine od 20 do 100 µm. Obično pokazuje postupno povećanje širine s povećanjem dužine. **Visokomagnezijski kalcitni izopahni obrubni cement** se nerijetko pojavljuje zajedno s internim sedimentom i često je zastupljen s više generacija, pri čemu pojedine generacije imaju palisadnu strukturu, tj. svi su kristali međusobno paralelni. Izlučuje se ili prije ili nakon aragonitnog cementa. **Visokomagnezijski kalcitni mikritni cement** se sastoji od mikronski sitnih rombičnih kristala sa zakrivljenim bridovima, obično kao ovoj po konturama intraskeletnih i interskeletnih pora i kaverna. **Visokomagnezijski kalcitni mozaični i druzni cement** (*blocky cement*) se u grebenima pojavljuje u obliku krupnokristalastog sparitnog mozaičnog cementa kao posljednja faza cementacije šupljina, posebice intraskeletnih šupljina. **Visokomagnezijski peloidni cement**, sastavljen od kuglastih peloida promjera oko 20 do 40 µm, ispunjava intraskeletne i interskeletne pore u grebenu, a mjestimice stvara i koraste nakupine po površinama koralja. Poligenetskog je podrijetla: nastaje djelatnošću alga, kalcifikacijom vlakanaca cijanobakterija, organizmima koji izlučuju pelete, aglutinacijom detritičnog taloga, *in situ* precipitacijom iz morske vode i precipitacijom pri životnoj djelatnosti bakterija (MacIntyre, 1985; Chafetz, 1986).

13.5.3. Grebenski okoliš ili okoliš grebenske jezgre

Grebenska jezgra ili grebenski okoliš, odnosno grebenski facijes, u užem smislu obuhvaća **organogeni greben**, odnosno **čelo grebena** i **grebensku pličinu** (sl. 13-26), koji se sastoje od skeletne grebenske rešetke organizama litificiranih na staništu i u položaju koji su imali za života. To, drugim riječima, znači da se pod terminom "grebenski vapnenci" ili "grebenski facijes" podrazumijevaju isključivo vapnenci koji imaju odlike biolititnih stijena, tj. **biolititi**, odnosno **bioherme** ili **biostrome** (frejmston, bajndston, baflston).

Vrlo često u našoj se geološkoj praksi i literaturi, posebice onoj otprije dvadesetak godina, koristi naziv "grebenski vapnenci" ili "grebenski facijes" za stijene koje sadrže skelete i bioklaste grebenotvornih organizama iako uopće nemaju biolititne, biostromalne ili biohermalne značajke, tj. općenito za akumulacije biodetritusa glavnih grebenotvornih organizama. Međutim, prema sedimentološkim, petrološkim i paleontološkim kriterijima to nisu i ne mogu biti grebenski vapnenci jer uopće ne sadrže biolititne, odnosno biostromalne ili biohermalne vapnence, budući da se sastoje od više ili manje premještenih skeleta ili kršja skeleta grebenotvornih organizama taloženih u prigrebenskim plićacima ili plićacima s pokretljivom vodom nakon fizikalnog razaranja i razgradnje grebena, pri čemu se sami organogeni grebeni fosilno nisu očuvali. U grebenski okoliš, odnosno čelo grebena i grebensku jezgru, ubrajaju se neslojeviti i masivni organogeni vapnenci pretežito izgrađeni od skeleta grebenotvornih organizama s jasno očuvanom **skeletnom (grebenskom) rešetkom** (*framework*) u kojima je najmanje 10 do 40 % takvih skeleta ostalo litificirano na staništu i u poziciji rasta, tj. tvori biohermu, biostromu ili biolitit (Flügel, 1982). Preostali, nerijetko preteži-

ti dio stijenske mase, čini krupnije ili sitnije kršje skeleta grebenotvornih organizama, šupljine ispunjene cementom i/ili internim sedimentom i stromataktisnom strukturom. U interskeletnim i intraskeletnim porama i stromataktisnim strukturama obično se nalaze veće količine sparitnoga cementa.

Najistaknutiji dijelovi grebena su **čelo i krijesta grebena**, pa su to njegova valovima najizloženija područja. Zbog toga u visokoenergijskim okolišima u tim dijelovima grebena obično prevladavaju najotporniji organizmi, kao što su koralinacejske alge i koralji, pri čemu koralinaceje inkrustiraju mrtve koralje i oko njih stvaraju čvrste koraste ovoje. Na taj su se način i jedni i drugi sposobni oduprijeti djelovanju valova u plitkoj vodi. U područjima s nižom energijom vode u grebenskim se krijestama nalaze hidrozoji i masivni koralji, a u udaljenijim i manje izloženim dijelovima grebena koralji sve više prevladavaju nad hidrozojima. Na stranama čela grebena okrenutim prema moru stvara se posebna morfologija grebena obilježena dugačkim žljebovima dubine i do 10 m i linearnim šiljastim hrptovima širine 5-10 m orijentiranim paralelno sa smjerom valova. Hrptovi su izgrađeni od koralja i hidrozoja, a u žljebovima se akumulira skeletni detritus pješčanih i šljunčanih dimenzija. Postanak s obzirom na konstrukciju i sastav različitih tipova grebena prvenstveno je ovisan o intenzitetu svjetlosti, hidrodinamici i energiji gornjega sloja morske vode i odnosu konstrukcijskih, destrukcijskih i taložnih procesa u grebenskome okolišu (Insalaco et al., 1997). Veliku ulogu u stvaranju arhitekture grebena i kontroli njihova rasta imaju **olujni valovi**, jer o njima ovisi lokalna zonacija koraljnih oblika. Tako asocijacija najotpornijih grebenskih organizama raste na mjestima najizloženijim valovima, a vertikalni rast kolonija na vanjskom rubu grebena je ograničen opetovanim razaranjem skeletne rešetke pri svakoj novoj oluji, odnosno razornom djelovanju olujnih valova (Blanchon & Jones, 1997). Prevladavajući tip stijena grebenske jezgre su **baundstoni tipa frejmstona** uz manju ili veću količinu baflstona i bajndstona. Zbog bioerozije i dijagenetskih procesa u fosilnim je grebenskim jezgrama udio skeletne rešetke u ukupnoj grebenskoj masi znatno manji (10-70%) od udjela u jezgrama recentnih grebena, koji obično iznosi između 50 i 100% (Longman, 1981; Flügel, 1981).

Grebenska pličina se nalazi u zaštićenoj zoni iza krijeste grebena, ima širinu obično od nekoliko metara do više od 100 m i dubinu vode obično manju od 10 m, a često u mezoplimnim i makroplimnim područjima tijekom oseke može biti i barem djelomice izronjena iznad morske razine. Sadrži intenzivno bioerodirani vapnenački detritus sastavljen od izrazito abradiranih bioklasta grebenotvornih organizama (radston tip) ali i veće blokove bajndstona i frejmstona koji potječu od razaranja čela i krijeste grebena. Dijelovi grebenske pličine koji su udaljeniji od krijeste grebena i pružaju se paralelno s grebenom mogu imati velike dimenzije, širinu od 100 do 200 m i dužinu od nekoliko desetaka metara do više kilometara. Oni sadrže velike količine sedimenta tipa grejnstona i radstona koji prema zagrebenskoj laguni postupno prelaze u bioturbirane pekstone, vekstone i madstone. Fosilni detritus koji ispunjava međuprostore grebenske rešetke općenito je loše sortiran, nema nikakve vanjske ili unutarnje teksturno-strukturne odlike, tj. ne pokazuje laminaciju niti slojevitost. Po strukturnom tipu dio stijenske mase oko biolititne skeletne rešetke pripada biosparruditima, biosparitima i biomikritima, odnosno radstonu, floutstonu, grejnstonu i vekstonu. Karakteristična je pojava resedimentacije grebenskoga materijala zbog razaranja grebena još tijekom njegova rasta. Uz biolitite, dakle *in situ* litificirane grebenotvorne organizme, tu je tipična i velika raznolikost drugih sesilnih i bentosnih organizama, obilna prisutnost organizama koji buše podlogu, a tipičan je nedostatak agregiranih zrna, peleta i ooida.

Grebenski vapnenci često imaju **stromataktis strukturu** (*stromatactis*), posebice u grebenskim humcima i muljnim humcima. Bathurst (1982) smatra da stromataktis predstavlja sustav šupljina koje su se razvile kao submarinske cementne kore na površini grebenskih humaka, a Logan & Semeniuk (1976) ga smatraju produktima otapanja u uvjetima veće dubine prekrivanja ili procesa kompakcije. Bridges & Chapman (1988) interpretiraju ga kao posljedicu erozije i otapanja u uvjetima marinske freatičke zone, a Tsien (1985) stromataktis smatra rekristaliziranim kolonijama mikroorganizama poput alga, cijanobakterija i bakterija. Sigurno je, međutim, da stromataktis može biti poligenetskog podrijetla i da je karakteristična i česta strukturna odlika grebenskih humaka. Brza i intenzivna dijagenetska transformacija i rekristalizacija većine primarnih karbonatnih sastojaka organogenih grebena uzrokovana je razmjerno visokom topljivošću aragonitnih i Mg-kalcitnih skeleta i njihovih bioklasta pri promjenama fizikalnokemijskih uvjeta, posebice oslađivanja i utjecaja meteorskih freatičkih pornih voda. Taj je proces pojačan i zbog visoke poroznosti i propusnosti grebenskih vapnenaca, izrazitog utiskivanja morske vode u grebensku rešetku djelovanjem jakih struja i valova, kao i učestalih izronjavanja (emerzija) vršnih dijelova grebenskih tvorevina pri relativnom snižavanju morske razine (vidi poglavlje 5.2).

13.5.4. Zagrebenski okoliš

Zagrebenski okoliš *(back-reef)* se nalazi sa stražnje strane organogenog grebena ili grebenske barijere prema zaštićenom plićaku ili zagrebenskoj laguni (sl. 13-26). Zajedno s predgrebenskim sedimentima pripada tzv. prigrebenskom facijesu (*perireefal facies*). Energija vode tu je niska, a voda je ponegdje i potpuno mirna, mjestimice i s povišenim salinitetom.

Zagrebenske lagune su zaštićena, plitkomorska niskoenergijska područja iza krijeste grebena koja ne moraju biti razvijena kod svih grebena. Mogu imati vrlo male dimenzije, primjerice unutar **atola**, ali i izuzetno velike dimenzije iza velikih barijernih grebena. Dubina mora u zagrebenskim lagunama obično nije veća od 10 m, ali u pojedinim lagunama može doseći i do 70 m. Glavne značajke zagrebenskih laguna su niska energija i slaba cirkulacija vode, što omogućava taloženje samo muljevitog karbonatnog detritusa i život organizama koji su po ekološkim značajkama bitno različiti od organizama koji nastanjuju grebensku jezgru i čelo grebena. Zagrebenske su lagune posebice povoljne za razvoj vapnenačkih alga, osobito dasikladaceja, te morskih trava. U njima se pretežito talože vapnenci sastavljeni od sitnozrnastog, dobrozaobljenog i srednjesortiranog grebenskog skeletnog kršja, kao i ljušturica nekih rodova foraminifera (osobito miliolida), skeleta zelenih alga (uglavnom dasikladaceja), onkoida, obavijenih bioklasta i peloida. Prevladavajući tip sedimenta su bioklastični pijesci, odnosno kao strukturni tip stijena grejnstoni do pekstoni, a dalje od grebena u laguni nerijetko se talože i vekstoni pa i madstoni (peletni mulj). Na većoj udaljenosti od grebena talože se peletni muljevi (peletni vekstoni/pekstoni), a bliže plimnoj zoni proslojci i tanji slojevi stromatolita (bajndstoni). Udaljavanjem od grebenske jezgre zagrebenski sedimenti postupno prelaze u mikritom bogate lagunske vapnence. Što je energija vode niža, njezina cirkulacija slabija, a salinitet viši, u sedimentu će biti veći udio fekalnih peleta, agregiranih zrna, skeleta gastropoda, ostrakoda i miliolida te, naravno, mikrita i algalnih onkoida. To znači da će zagrebenski sedimenti poprimiti odlike sedimenata taloženih u lagunama i zaštićenim plićacima (odjeljak 13.3.1). Od teksturnih obilježja najuočljivija je dobra slojevitost, sa slojevima debljine od nekoliko centimetara do nekoliko metara.

U zagrebenskim lagunama mjestimice mogu postojati manji **krpasti grebeni** (sl. 13-26) koji rastu ili na stijenama podloge ili na grebenskim ili muljnim humcima. Morfologija, dimenzije, skeletna rešetka i tip sedimenta mogu im biti vrlo različiti. Njihov rast obično počinje u obliku izo-

liranih koraljnih ispupčenja koja postupno poprimaju odlike skeletne rešetke s velikim šupljinama. Pojedini krpasti grebeni, posebice oni na rubovima laguna izloženim djelatnosti vjetra, uz koralje sadrže i koraste nakupine koralinaceja. Oko krpastih grebena u pravilu se taloži krupnozrnasti, lošesortirani sediment sastavljen od koralja, molusaka i dasikladaceja.

13.5.5. Predgrebenski okoliš

Predgrebenski okoliš (*fore-reef*) nalazi se s prednje, k otvorenom moru okrenute, strane organogenog grebena ili grebenske barijere, odnosno niza međusobno više-manje vezanih ili plimnim kanalima odvojenih grebena (sl. 13-26). Zajedno sa sedimentima taloženim u zagrebenskom okolišu pripada stijenama **prigrebenskoga facijesa** (*perireefal facies*). U predgrebenskim okolišima taloži se krupno, lošesortirano i nezaobljeno kršje skeleta grebenotvornih organizama i fragmenti grebenskih vapnenaca, nastalo razaranjem grebena zbog snažne abrazije djelatnošću valova, osobito za olujnog i orkanskog nevremena ("taloženje grebenskoga detritusa" na sl. 13-28). Vapnenci taloženi u predgrebenskom okolišu odlikuju se slabo izraženom kosom slojevitošću velikih dimenzija sa slojevima koji su nagnuti prema otvorenom moru, odnosno niz grebensku padinu, pod kutom od 35 do 60°, a *foresetovi* u pravilu imaju klinasti oblik (sl. 13-28). Osnovni su tip vapnenaca predgrebenskoga okoliša "grebenske breče", biosparruditi i biomikruditi, odnosno radstoni i floutstoni sastavljeni od centimetarskih do metarskih fragmenata biolititnih vapnenaca, skeletne rešetke i kršja skeleta grebenotvornih organizama. Promjene u načinu taloženja grebenskoga kršja na padini izravna su posljedica različitih obroka karbonatne produkcije na platformi i na grebenu, kao i relativnih oscilacija morske razine. Krupnozrnasto karbonatno kršje (tzv. grebenska breča) može na prednjoj padini grebena biti akumulirano u obliku **padinskih zastora** s nagibom i preko 45°, kako to pokazuju geopetalne ispune u njihovim šupljinama (George et al., 1997).

Kao vezivo koje predgrebenski detritus povezuje u čvrstu, obično šupljikavu stijenu, pojavljuje se druzni cement s promjenljivom količinom sitnorazdrobljenoga fosilnog detritusa ili matriksa. Takav matriks mjestimice može pokazivati slabo izraženu gradaciju, a intraskeletne šupljine imaju geopetalnu strukturu.

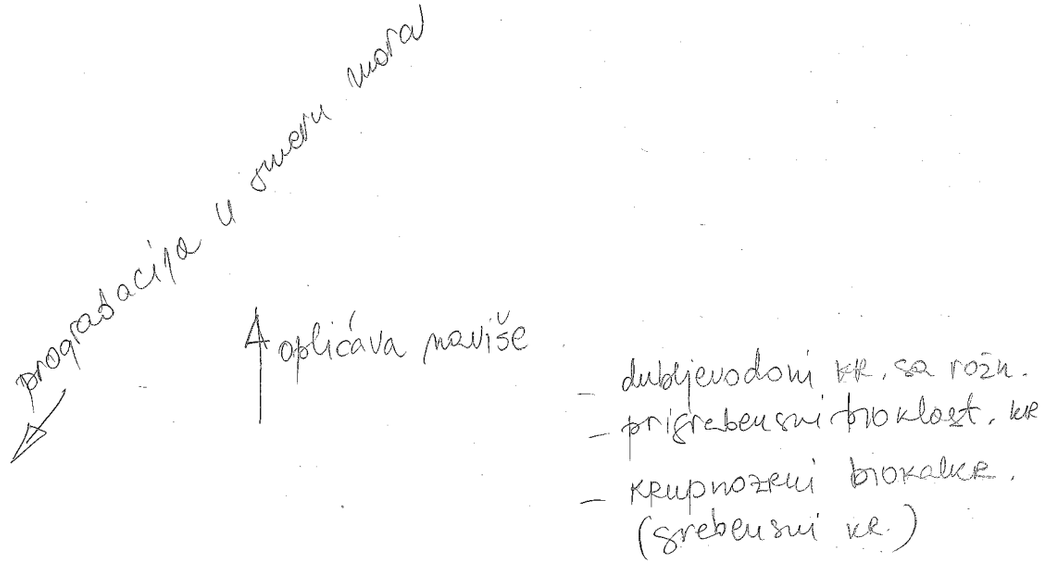
Grebenske breče (*reef breccia*) su kalkruditi i/ili biokalkruditi sastavljeni od uglatih fragmenata biolititnih vapnenaca ili bioklasta nastalih razgradnjom i erozijom organogenih grebena. Obično se u obliku kososlojevitih klinastih tijela (sl. 12-12C) talože neposredno uz padinu grebena prema otvorenom moru ili na strani grebena koja je izložena valovima zbog sezonskih jakih vjetrova.

Udaljavanjem od čela grebena prema otvorenom moru smanjuje se veličina grebenskoga kršja, izostaju grebenske breče, a postupno raste udjel ljušturica organizama koji naseljavaju grebensku padinu, tj. kršja bodljikaša, vapnenačkih spužava, koralja samaca te debeloljušturnih bentosnih foraminifera. Usporedno s porastom njihova udjela smanjuje se udio radstona i floutstona, a povećava se udio grejnstona, pekstona i vekstona, kao i mikritnog matriksa i bazenskog sedimenta (posebice pučinske faune).

Na predgrebenskim padinama i u njihovom podnožju mogu se unutar pelagičkih taloga akumulirati debriti, odnosno krupnozrnasti detritus koji je niz padinu prenošen gravitacijskim tokovima (vidi poglavlje 14.2).

Progradacijom grebenskoga kršja u smjeru mora nastaju **sekvencije oplićavanja naviše** i **sekvencije pokrupnjavanja naviše** (vidi odjeljak 12.1.2). Kao primjer takvih progradacijskih sekvencija mogu poslužiti donjocenomanski vapnenci južne Istre (sl. 12-13, 13-15 i 13-19), a kao primjer progradacijske sekvencije oplićavanja naviše malmski vapnenci istočnoga dijela Gorskoga kotara (područje Breze) s, odozdo naviše, ovakvim vertikalnim slijedom (Velić et al., 1994):

- dubljevodni "vapnenci s rožnjacima" (nekad opisivani kao tzv. Lemeš naslage),
- prigrebenski bioklastični vapnenci,
- krupnozrnasti biokalkruditi s pojedinačnim koraljno-hidrozojskim biolititima ("grebenski vapnenci"),
- *shoreface/foreshore* bioklastično-ooidni grejnstoni, te
- periplimni klipeinski vapnenci koji često sadrže cikluse oplićavanja naviše.



14. Dubljevodni i pelagični okoliši taloženja vapnenaca

14.1. Uvjeti taloženja karbonata u dubljem moru

U dubljevodne okoliše taloženja vapnenaca ili u "facijes dubljevodnih vapnenaca" ubrajaju se marinski okoliši s dubinom mora većom od 200 m, odnosno ispod donje granice fotičke zone, pa sve do kalcitne kompenzacijske dubine, odnosno CCD-granične crte (sl. 2-3 i 2-4). Unutar ovako široko definiranih dubljevodnih okoliša taloženja vapnenaca obično se razlikuju taložni sustavi padine i pelagični okoliš.

Taložni sustavi karbonatne padine obuhvaćaju **sustav podmorskih kanjona i jaraka**, **sustav padinskih zastora** (*slope aprons*) ili **zastora stope padine** (*toe-of-slope aprons*) i **sustav submarinskih lepeza** u kojima nastaju karbonatne stijene koje su iz praktičnih razloga često razvrstane u tri glavna, uže definirana facijesa. To su:

- karbonatni odroni, debriti i megabreče,
- vapnenački turbiditi i alodapski vapnenci, te
- karbonatni slampovi.

Pelagični okoliš obuhvaća dva glavna facijesa:

- pelagične i hemipelagične vapnence, i
- kredaste vapnence - pisaću kredu.

Facijes karbonatnih odrona, debrita i megabreča pripada resedimentiranim karbonatima taloženim u podmorskim kanjonima, jarcima i/ili njihovim krajevima u podnožju padina iz debritnih tokova i turbiditnih tokova velike gustoće, a facijes vapnenačkih turbidita i alodapskih vapnenaca resedimentiranim karbonatima taloženim iz turbiditnih struja male gustoće (odjeljci 14.2.2.1 i 14.2.2.2). Padinski taložni sustavi se odlikuju nakupljanjem velike, a ponegdje i ponekad i vrlo velike količine krupnozrnastog i sitnozrnastog karbonatnog detritusa.

Na bazenskim ravnicama i općenito morskome dnu epikontinentalnih mora, šelfova i oceana taloženi su pelagični i hemipelagični vapnenci te kredasti vapnenci ili tzv. kreda (*chalk*) koji su iscrpnije opisani u poglavljima 14.3 i 14.4. Najvažnija značajka vapnenaca taloženih u dubljevodnim okolišima, dalje od padina karbonatnih platforma ili kontinentalnih padina, odsutnost je bentosne fosilne flore i velik udio sitnoga karbonatnoga mulja. Udio se fosilne faune smanjuje porastom dubine zbog snižavanja temperature i prozirnosti vode. S obzirom na to da ispod fotičke zone živi vrlo malo, ili gotovo uopće nema bentosnih organizama koji imaju karbonatne skelete, vapnenci taloženi u dubljevodnom okolišu uglavnom sadrže samo fosilnu faunu planktonskih organizama. No, to ne znači da sve vapnence koji sadrže planktonsku faunu možemo interpretirati kao pelagične ili dubljevodne sedimente, jer se ne smije zanemariti činjenica da pojava planktona, osobito pučinskih foraminifera i oligostegina, može biti i posljedica naplavljivanja u plićake karbonatne platforme, ako su plićaci stalno ili povremeno imali komunikaciju s otvorenim morem, odnosno izravnu cirkulaciju vode iz otvorenih mora.

Posebice su takvi događaji važni u razdobljima tijekom kojih je zbog poremećaja u plitkovodnim okolišima (primjerice zbog utjecaja oceanskih anoksičnih događaja) bila smanjena primarna karbonatna produkcija, pa naplavljeni pelagički sedimenti nisu bili razrijeđeni obiljem plitkovodnog karbonatnog materijala. Slaba cirkulacija vode i niski sadržaj kisika u vodi ili njegova potpuna odsutnost u pojedinim okolišima na karbonatnim platformama ili obrubljenim karbonatnim šelfovima uzrokuju anoksične uvjete. **Anoksični uvjeti i okoliši taloženja** odlikuju se manjkom ili posvemašnjim nedostatkom kisika, što se u talozima odražava visokim sadržajem organske tvari - u prvome redu organskoga ugljika u obliku bitumena ili kerogena - te siromaštvom ili potpunim izostankom autohtone fosilne flore i faune. Anoksični se uvjeti pojavljuju u okolišima u kojima potreba za kisikom, ovisno o biološkoj produktivnosti, uglavnom nadmašuje njegovu raspoloživu količinu ovisnu o cirkulaciji vode (Demaison & Moore, 1980).

Bitna litološka značajka anoksičnih taloga, pa tako i vapnenaca nastalih iz njih, je izrazito tamnosiva ili crna boja, tanka laminacija i obilje sitnozrnastoga detritusa, zbog čega se takve stijene ubrajaju u "crne laminite", "crne šejlove" ili "crne muljnjake" (*black laminite*, *black shale*, *black mudrock*).

Prema rezultatima istraživanja recentnih anoksičnih okoliša u kojima se talože "crni laminiti", Moorkens (1991) i Arthur & Sageman (1994) izdvajaju pet vrsta takvih okoliša unutar različitih taložnih sustava. To su:

a) dubokomorski zatvoreni bazeni,
b) dubokomorski bazeni na kontinentalnim rubovima,
c) kontinentalne padine u zoni uzlaznog strujanja vode (*upwelling*),
d) plitki stratificirani taložni okoliši u estuarijima, fjordovima i sl., te
e) plimni okoliši unutar laguna i prostranih plimnih ravnica.

Globalne ili regionalne pojave tamnih naslaga unutar otvorenijih, oceanskih okoliša, nerijetko se mogu korelirati kao **anoksični oceanski događaji** (*oceanic anoxic events* - OAE): kratkotrajna razdoblja visoke organske produktivnosti koja je koincidirala s niskim sadržajem kisika u oceanu (Schlanger & Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980). Oceanski se anoksični događaji uglavnom poklapaju s transgresivnim tendencijama kad su bila preplavljena prostrana plitkovodna područja, što je omogućavalo povišenu organsku produkciju. Posebno su značajni za razdoblja ujednačene klime, kao što je primjerice bilo razdoblje mezozoika, kad nije bilo većih ledenih pokrova na polovima, a oceanska je cirkulacija bila razmjerno slaba (Jenkyns, 1980). Jedan od izravnih pokazatelja taloženja tijekom takvih uvjeta je i promjena izotopnoga sastava ugljika u karbonatima. Naime, tijekom organske produkcije preferentno se troši lagani izotop ugljika (^{12}C) iz oceanske vode, pa se pri obilatoj produkciji organske tvari o morskoj vodi ramjerno povećava udio teškog izotopa ugljika (^{13}C). Na taj se način biomineralizacijom u karbonatne skelete organizama od kojih su izgrađeni vapnenci ugrađuje veći udio teškog izotopa ugljika (^{13}C), što uzrokuje tzv. pozitivan skok $\delta^{13}C$. Takve su pojave, primjerice, utvrđene u donjojurskim (Jenkyns & Clayton, 1986) i gornjokrednim naslagama (Scholle & Arthur, 1980; Davey & Jenkyns, 1999).

Crni bituminozni ili kerogenski anoksični vapnenci pojavljuju se na mnogim lokalitetima na Jadranskoj karbonatnoj platformi. Najčešći su, ipak, unutar gornjokrednih sedimenata taloženih na unutarnjem dijelu karbonatne platforme ili unutar slijeda dubljevodnih naslaga koje pripadaju taložnom sustavu potopljene platforme. Osim razmjerno visokoga sadržaja bitumena ili kerogena anoksični - u pravilu tamnosivi ili crni - vapnenački talozi s različitih područja i iz različitih kronostratigrafskih jedinica gornje krede uglavnom pokazuju slične litološke značajke: pretežito se sastoje od vapnenačkoga mulja, imaju manje ili više jasno izraženu tanku laminaciju, a siromašni su fosilnom florom i faunom. Sukladno podjeli taložnih okoliša prema Moorkensu (1991) i Arthuru & Sagemanu (1994) većina poznatih pojava gornjokrednih anoksičnih vapnenaca na Jadranskoj karbonatnoj platformi pretežito bi se mogla interpretirati kao sedimenti dubljevodnih zatvorenijih okoliša i plimnih okoliša.

Prvome tipu pripadaju kerogenski vapnenci s pučinskom faunom u vršnim dijelovima i "pela-

gičnim vapnencima" u krovini, što ukazuje da su taloženi u dubljevodnim taložnim sustavima unutar manje-više izoliranih udubljenja na morskome dnu ispod osnovice valova olujna vremena. Tu je bila slaba cirkulacija vode, prevladavali su anoksični uvjeti, dok je vodeni stup iznad udubljenja imao komunikaciju s otvorenim morem i povoljne uvjete za naplavljivanje i život pučinskih organizama (pitonela, kalcisfera, planktonskih foraminifera). Primjeri ovoga tipa jesu bituminozni vapnenci područja Šestanovca u Dalmaciji ("Šestanovac facijes" - Hemleben & Freels, 1977) i bituminozni vapnenci s rožnjacima kod Dutovlja u jugozapadnoj Sloveniji (Šribar, 1995).

Drugome tipu pripadaju bituminozni ili kerogenski vapnenci na kojima u kontinuitetu sedimentacije slijede plitkovodni karbonati. Anoksični su uvjeti postojali samo u pojedinim zatvorenim dijelovima plitkomorskoga taložnoga prostora, a u drugim su se dijelovima, u pravilu periplimnoj i potplimnoj zoni ili na obalnom licu (*shoreface*) i plićacima iznad osnovice valova lijepa vremena, taložile velike količine *subtidalnih* taloga ili rudistnoga bioklastičnoga detritusa. Nakon prekida anoksičnih uvjeta na bituminozne su vapnence taloženi periplimni i potplimni vapnenci ili rudistni bioklastični vapnenci. Ovom tipu anoksičnih vapnenca, primjerice, pripadaju tankopločasti vapnenci otoka Hvara ("riblji facijes" - Hemleben & Freels, 1977) i laminirani bituminozni vapnenci s rožnjacima područja Oprtalj - Zrenj u sjevernoj Istri ("jedinica Orjak" - Vlahović, 1993).

Do koje će se dubine mora taložiti karbonatni sedimenti ovisi o geografskoj širini i prije svega o položaju CCD-granične crte, tj. **kalcitne kompenzacijske dubine**, kako je to iscrpnije prikazano u odjeljku 2.2 te na sl. 2-3 i 2-4.

Na osnovi položaja kalcitne kompenzacijske dubine - CCD (sl. 2-3 i 2-4) jasno proizlazi da na umjerenim geografskim širinama, osim u području ekvatora, karbonatna sedimentacija, tj. taloženje karbonatnih muljeva, postoji do dubine od oko 3.500 do 3.800 m, a da na većim dubinama nema karbonatnih, već da postoje samo silicijski i glinoviti talozi.

Vapnenci taloženi u dubljem moru sastoje se od kalcita, a aragonita uglavnom nema, jer je **aragonitna kompenzacijska dubina** ili **ACD-granična crta** u umjerenim geografskim širinama položena bitno pliće od CCD-granične crte. U Tihom i Atlantskom oceanu u pojasu srednjih vrijednosti geografskih širina (Jenkyns, 1986; Scholle et al., 1991b) CCD se nalazi na oko 4.300 m, a ACD na samo 1.800 m (vidi poglavlje 2.2).

U odnosu na plitkomorske okoliše karbonatne platforme intenzitet i brzina taloženja karbonata u pelagičnim i dubljevodnim okolišima bitno su manji (vidi poglavlje 2.2). U današnjim morima obroci taloženja karbonata iznose prosječno samo 0,5 - 1,5 g po četvornom centimetru na 1.000 godina (Tucker & Wright, 1990), odnosno (bez korekcije za iznos kompakcije) u Indijskom oceanu 10 - 40 mm, a u tropskome dijelu zapadnoga Pacifika 20 - 60 mm na 1.000 god. (Scholle et al., 1991a).

14.2. Resedimentirani karbonati i karbonatni turbiditi

14.2.1. Resedimentacijski procesi, karbonatni kameni odroni i slampovi

Karbonatne platforme u pravilu imaju strmije nagibe od padina sa siliciklastičnom sedimentacijom, pri čemu je morfologija prijelaza od padina u bazenska dna jako promjenljiva. Vrlo su promjenljivi i nagibi padina, od vrlo blagih, nagiba od samo 10-ak, pa do vrlo strmih, nagiba i preko 60°, a mjestimice i potpuno vertikalnih duž rasjednih brazgotina. Dimenzije karbonatnih padina također su vrlo različite: širina im je od svega nekoliko pa do više stotina kilometara, a prostiru se u dubine i do 4.000 m. Po modelu najbolje istražene recentne padine Bahama na karbonatnim se padinama

mogu razlikovati tri morfološka dijela (Cook & Mullins, 1991). To su:

- **rubna strmina**, koja se od ruba platforme na dubini mora od 30 do 50 m vrlo strmo (>45°) spušta u pravilu do dubine od 100 do 200 m, a sadrži mješavinu taloga donešenih s platforme, pelagičnih taloga i krupnoga kršja - podmorskih kamenih odrona (*rock falls*),
- **gornja padina izbrazdana jarcima i kanjonima** ima nagib od 3 do 15° i jako je ispresijecana brojnim jarcima i kanjonima dubine između 20 i 150 m, s nakupljanjem karbonatnih muljeva koji su presječeni kanalima ispunjenim karbonatnim detritusom dimenzija pijeska i šljunka, i
- **donja padina ili padinsko uzvišenje** je blago nagnuta ravna ili slabo valovita površina koja se morfološki ističe iz bazenske ravnice, na kojoj se iz gravitacijskih tokova talože debele naslage debrita i turbidita unutar pelagičnih muljeva.

Slično kao kod siliciklastičnih taloga, na karbonatnoj se padini i pri njezinom podnožju zbivaju procesi resedimentacije u obliku podmorskih kamenih odrona, puzanja taloga, klizanja i slampiranja, te gravitacijski tokovi koji obuhvaćaju debritne i zrnske tokove i turbiditne struje.

Podmorski karbonatni kameni odroni (*carbonate rockfalls*) su akumulacije kamenih odrona - stijenskoga kršja koje se niz padinu kretalo slobodnim padom i kotrljanjem pojedinačnih klasta. Sastoje se od loše sortiranog, neorganiziranog karbonatnog detritusa koji se odlikuje klastnom potporom i pojedinačnim većim blokovima - **olistolitima**. Obilnije se pojavljuju samo u podnožju strmih podmorskih karbonatnih padina, ponajčešće u podnožju podmorskih kanjona ili jaruga ili na rasjednim brazgotinama. Sedimentna tijela kamenih odrona obično imaju izdužen oblik paralelno s padinom, a okomito na padinu širina im je vrlo mala.

Klizanja predstavljaju kretanja vapnenačkog taloga niz neku padinu i njegovo resedimentiranje sa samo manjim unutarnjim strukturno-teksturnim deformacijama koje ovise o tomu je li klizanje bilo translacijskog ili rotacijskog tipa. Kod translacijskog tipa klizanja klizna površina je paralelna sa slojevitošću, pa nastaju ravne i neznatno valovite deformacijske interne strukture. Rotacijski tip klizanja obilježava klizna površina konkavnoga oblika, što uzrokuje rotacijska kretanja sedimentne mase i stvaranje slampova koji se odlikuju unutarnjim deformacijskim strukturama ili "boranjima", obično asimetričnih oblika, svinutih i "prevrnutih" u smjeru kretanja taloga, tj. niz padinu.

Translacijska klizanja obuhvaćaju translacijska kretanja poluvezanih vapnenačkih taloga niz padinu bez smicanja, tj. klizanjem taloga subparalelno s podinskom površinom, pri čemu se talog može u svojoj osnovici i na rubovima ponašati plastično, a na površini elastično. Površina smicanja translacijskih klizanja je pretežito ravna ili slabo valovita, obično paralelna s podinskim slojevima. Translacijskim klizanjem nastaje sedimentno tijelo humčastoga, slabo konveksnoga oblika, koje može pokazivati samo slabu deformaciju slojevitosti i biti konkordantno s podinskim slojevima ili pak imati jako deformiranu slojevitost, posebice u osnovici i na rubovima gdje može tvoriti debritne akumulacije. Sedimentna tijela nastala takvim klizanjem obično imaju širinu i dužinu od desetak pa do nekoliko stotina metara. Pri dnu padine mase koje su klizale niz nju obično stvaraju **humčasta** ili **brežuljkasta sedimentna tijela** ili pak **klizne lobove** ili **režnjeve** (*creep lobes*).

Rotacijska klizanja ili **slampiranja** su elastična ili elastično-plastična kretanja mase taloga bez smicanja duž zasebnih konkavnih površina smicanja, pri čemu je talog zahvaćen i rotacijskim kretanjem. Sedimentno tijelo nastalo slampiranjem u donjem i gornjem dijelu pokazuje jaku deformaciju slojevitosti, dok u njegovom središnjem dijelu deformacije mogu biti vrlo slabe, pri čemu prema podini i krovini uvijek postoji jasna kutna diskordancija. Pojedini jače litificirani dijelovi se

klizanjem ili slampiranjem kidaju, brečiraju i uklapaju u homogenizirane plastične taloge (vidi poglavlje 11.2, 3. facijesni pojas). Dimenzije tako nastalih sedimentnih tijela vrlo su različite. Velike mase taloga koji su pretrpjeli rotacijska klizanja pri dnu padine tvore slampove velikih dimenzija - **megaslampove** (vidi poglavlje 11.2, 4. facijesni pojas).

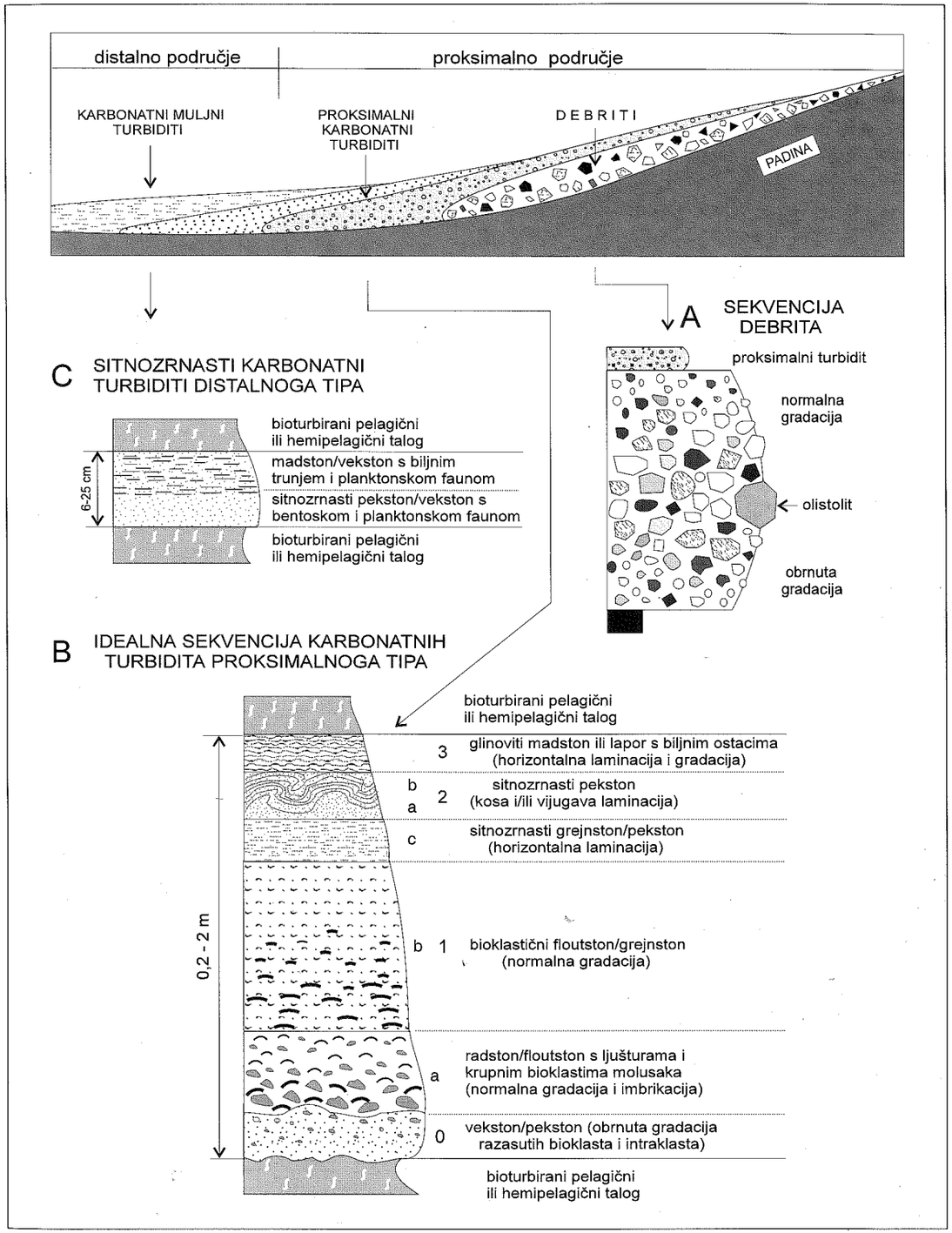
Slampovi poluvezanih vapnenačkih taloga mogu se na dugačkim padinama razviti u vapnenačke debritne tokove iz kojih se talože karbonatni ili vapnenački debriti.

14.2.2. Karbonatni gravitacijski tokovi

Pod **gravitacijskim tokovima** podrazumijevaju se "*tokovi sastavljeni od sedimenata koji se kreću niz padinu pod djelovanjem sile teže, pri čemu takav materijal sadrži različite količine vode koja pospješuje njegovo kretanje*" (Middleton & Hempton, 1976). Karbonatni gravitacijski tokovi (*gravity flows*) ili maseni tokovi (*mass flows*) dijele se na temelju mehanizama podržavanja zrna u toku, kao i kod siliciklastičnih gravitacijskih tokova, na debritne tokove, turbiditne struje male i velike gustoće, zrnske te fluidizacijske i likvefakcijske tokove (vidi Tišljar, 1994).

Gravitacijskim tokovima na karbonatnoj se padini, pri njezinom dnu ili na dnu dubljevodnog taložnog prostora pretaložava i miješa plitkomorski karbonatni detritus s dubljevodnim karbonatnim i pelagičnim talozima. Na padinama karbonatnih platforma i krajevima podmorskih kanjona i jaraka, kao i predgrebenskim padinama, obično se nalaze krupnozrnasti vapnenački klastiti nastali pretaložavanjem plitkomorskog karbonatnog detritusa u dubljevodne okoliše. Najčešće su na taj način nastala tijela pretaloženog krupnozrnastog grebenskog kršja (= grebenske breče) i karbonatne megabreče te karbonatni debriti i vapnenački turbiditi.

Karbonatni debritni tokovi mogu na karbonatnim padinama, kanjonima i jarcima, kao i njihovim krajevima na stopi padine, tvoriti značajne količine taloga poznatih pod imenom **karbonatni ili vapnenački debriti** (vidi odjeljak 7.2.2.2). Značajni su i zbog toga što se iz njih mogu razviti **turbiditni tokovi** (sl. 14-1). Debritni tokovi se mogu definirati kao mehanizam brzog kretanja mase loše sortiranog stijenskog kršja i vode, pri čemu je smicanje raspoređeno po cijeloj masi taloga. U debritnome su toku velika zrna - klasti - poduprta matriksom koji je mješavina intersticijskoga fluida i sitnoga taloga i ima ulogu uzgona. Naime, klasti se u toku suprotstavljaju sili teži kohezivnom silom muljevitog matriksa i njegovim uzgonom. Debritni tok može biti pobuđen već i na padinama maloga nagiba i po takvim se padinama duž razmjerno maloga kuta nagiba može kretati na jako velike udaljenosti. Klasti u debritima imaju matriksnu potporu, mogu pokazivati nasumični raspored i organizaciju ili mogu međusobno biti orijentirani subparalelno, što je obično slučaj u donjem i gornjem dijelu debritnoga tijela. U donjem dijelu tijela moguća je obrnuta gradacija (odjeljak 14.2.2.1). Veličina klasta i količina muljevitoga matriksa u pravilu je jako promjenljiva. Debritna sedimentna tijela se pojavljuju u



Slika 14-1 Shematski prikaz taloženja karbonatnih debrita, proksimalnih i distalnih ili sitnozrnastih karbonatnih turbidita ili "alodapskih vapnenaca" (modificirano prema Meischner, 1964; Walker, 1975; Piper, 1978; Stow & Bowen, 1980; Flügel, 1982; Einsele, 1992). **A** - Sekvencija karbonatnih debrita odlikuje se gradacijom i olistolitima. **B** - Idealna sekvencija karbonatnih turbidita proksimalnoga tipa ili sekvencija "alodapskih vapnenaca" sadrži 3 glavne zone, pri čemu 1. zona ima tri, a 2. zona dva dijela karakterizirana posebnim teksturno-strukturnim i litološkim značajkama. **C** - Sekvencija sitnozrnastih karbonatnih turbidita obično se nalazi unutar pelagičnih ili hemipelagičnih muljeva i sastoji se od dva člana: sitnozrnastog vekstona/pekstona s bentosnom i planktonskom faunom i madstona/vekstona koji sadrže planktonsku faunu i ostatke biljaka.

obliku ploča ili pokrova te kao ispune kanala. Dimenzije su im vrlo različite: debljine od nekoliko centimetara do više desetaka metara, dužine od stotinjak metara do više kilometara uz vrlo promjenljive širine.

Turbiditne struje obuhvaćaju gravitacijske tokove u kojima su veći klasti, zrna i sitnozrnasti talog podržavani u turbulentnom toku jakom turbulencijom fluida, pa se mogu prenositi na vrlo velike udaljenosti niz dugačke padine maloga kuta nagiba (ponegdje samo 0,5-1°). S obzirom na međusobne udjele taloga i fluida te granulometrijski sastav taloga razlikuju se turbiditne struje male i velike gustoće (Lowe, 1979, 1982), iz kojih se mogu taložiti sitnozrnasti, srednjozrnasti i krupnozrnasti **karbonatni turbiditi** (sl. 14-1), odnosno **alodapski vapnenci** (odjeljak 14.2.2.2).

Zrnski tokovi su definirani kao gravitacijski tokovi u kojima su sedimentna zrna u disperznom toku podržavana izravnom interakcijom zrna na zrno. Pri tomu su veća zrna kao rezultat kinetičkoga mehanizma prosijavanja u mediju male gustoće (bez matriksa), neprestano gurana u zonu najmanjega stresa, tj. prema vrhu toka, a između njih propadaju manja zrna. Zbog toga je taloženje iz zrnskih tokova obilježeno obrnutom gradacijom. Zrnski tokovi su značajni samo utoliko što se na karbonatnim padinama mogu razviti u turbiditne struje velike gustoće koje pretaložavaju loše sortirani vapnenački pijesak i mulj.

Fluidizacijski i **likvefakcijski tokovi** nemaju neko veće značenje kao resedimentacijski procesi na karbonatnim padinama. Dok je u fluidizacijskom toku sediment podržavan uzgonom fluida između zrna, u likvefakcijskom toku zrna su podržavana istiskivanjem i kretanjem fluida naviše.

14.2.2.1. Karbonatni debriti i megabreče

Karbonatni debritni tokovi, odnosno **karbonatni debriti**, dijele se na **klastne debrite**, u kojima je vapnenački muljeviti matriks zastupljen s oko 5%, i **muljevite debrite** bogate vapnenačkim muljem unutar kojeg se nalaze rijetki razbacani klasti. U prvome slučaju klasti se niz padinu uglavnom kreću kotrljanjem ili klizanjem i u debritima mogu pokazivati sličnu orijentaciju dužih osi.

Recentni karbonatni debriti se odlikuju ili muljevitom ili klastnom potporom. **Matriks-potporni debriti** s velikim klastima se u pravilu nalaze u gornjem dijelu karbonatne padine i obično su nasumce raspoređeni unutar pelagičnih vapnenačkih muljeva, a **klast-potporni debriti** su karakteristični za distalnija područja donjega dijela karbonatne padine (Tucker & Wright, 1990).

Debriti ili **talozi debritnih tokova** (*debrites, debris flow deposits*), koji po mnogim autorima obuhvaćaju i **olistostrome**, sastoje se od litološki vrlo heterogenih komponenata: od muljeva koji sadrže samo malo pješčanog detritusa pa do klasta dimenzija blokova - **olistolita** - promjera od nekoliko centimetara do više desetaka pa i stotinjak metara. Tipični se karbonatni debriti sastoje od klasta različitih dimenzija i srednjozrnastog do sitnozrnastog laporovitog ili glinovitog matriksa u takvom međusobnom omjeru da karbonatni klasti imaju matriksnu potporu (klasti "plivaju" u sitnozrnastom matriksu). Karbonatni klasti potječu od snažnog fizikalnog trošenja - erozije - karbonatnih stijena izvan taložnoga prostora (posebice stijena izloženih utjecaju tektonike) pa pripadaju ekstraklastima, a dijelom i od erozije starijih sedimentnih stijena unutar taložnoga prostora, dakle, intraklastima.

Vapnenački debriti (*calcareous debrites*) nastaju na strmim i prostranim padinama karbonatnih platforma ili na predgrebenskim padinama procesima urušavanja ili kolapsiranja. Glavni čimbenici nastajanja vapnenačkih debrita su procesi brečiranja platformnih karbonata tektonskim deformacijama, primjerice tijekom riftinga (= regionalnih rasjedanja uz tvorbu velikih normalnih rasjeda) i tektonskim drobljenjem pri navlačenjima (Füchtbauer & Richter, 1983).

Vapnenački debriti su obično zastupljeni slojevima **megabreča** čija su sedimentna tijela oblika pokrova ili ploče. Pretežito se sastoje od karbonatnih klasta koji imaju klastnu potporu, a sadrže i manje količine sitnozrnastog matriksa (sl. 14-1A). U vapnenačke debrite može se uvrstiti i veliki dio vapnenačko-dolomitnih "Jelarskih breča" naših krških područja, kako je to podrobnije prikazano u odjeljku 7.2.2.2, te miocenskih vapnenačkih i dolomitnih breča naftnih polja istočne Slavonije (vidi sl. 7-6 i 14-2).

U karbonatnim debritima taloženim uz strme padine nastale navlakama ili reversnim rasjedima, kao i u tektonski intenzivno poremećenim zonama **tektonskoga melanža**, a posebice **olistostromama**, često se nalaze olistoliti velikih dimenzija - volumena od više desetaka pa i stotina prostornih metara, tako da su na izdancima slični netaknutim stijenskim masama.

Karbonatni debriti u pravilu ne pokazuju nikakve znakove slojevitosti niti neku određenu unutarnju organizaciju - imbrikaciju - klasta i muljevitog detritusa ili pak pokazuju samo nejasnu obrnutu gradaciju i horizontalnu orijentaciju pločastih i izduženih klasta. Izuzetak je vrh debritnoga tijela bogatog muljevitim matriksom, u kome se mogu pojaviti zdjelaste strukture i strukture istiskivanja vode.

Podloga debrita može biti erozijska ili pokazivati tragove deranja ili, ako je padina strma, mjestimično sadržavati krupnozrnasti materijal u obliku kanjona, jaraka i kanala ispunjenih krupnozrnastim detritusom, tj. nekadašnje kanale po kojima se kretao debritni tok. Najdonji dio debrita može biti inverzno graduiran. Obrnuta gradacija u donjem dijelu debritnoga tijela nastaje trenjem i ukrućivanjem ili "zamrzavanjem" (*freezing*) detritusa pri njegovoj progradaciji.

Debriti se razmjerno često nalaze i u recentnim dubokomorskim okolišima i u starim geološkim stijenskim kompleksima. Često pokrivaju područja površine nekoliko tisuća prostornih kilometara nakon što su se kretali više stotina kilometara preko padina blagih nagiba - samo 1-2° (Stow, 1986). Debljine sloja debrita variraju od nekoliko desetaka centimetara do nekoliko desetaka metara. Kod nas su karbonatni debriti česti unutar miocenskih sedimenata Panonskoga bazena, posebice u Dravskoj depresiji, te u području krša uglavnom kao vapnenački, rjeđe i dolomitni debriti.

Prema Thorntonu (1984) **standardna debritna sekvencija** ima ove značajke:

- u donjem se dijelu sekvencije nalazi zona sitnozrnastih sedimenata s lećastom laminacijom,
- srednji dio sekvencije zauzima zona s borama velikih kutova, nejasnim slampnim borama i konvolucijom,
- pri vrhu sekvencije nalazi se zona bogata klastima koji imaju muljevitu potporu i pokazuju tragove istiskivanja vode i zdjelaste oblike (*dish structures*), a
- kraj sekvencije je obilježen ili postupnim prijelazom u sitnozrnaste **muljevite turbidite** ili oštrim prijelazom klasta u muljevite sedimente, pri čemu pojedini klasti strše i zadiru u krovinske sedimente.

Nejasna normalna gradacija, koja se može pojaviti u gornjem dijelu debritnoga tijela, obično čini prijelaz u krovinske turbidite preko **debritno-turbiditnog međučlana**. Taj se međučlan u pravilu nalazi u vršnom i distalnom dijelu debritnoga tijela, između debrita i pješčanih turbidita ili debrita i taloga nastalih iz muljnih tokova koji se nastavljaju bočno od debrita u dubljevodni taložni prostor (sl. 14-1B i C).

U pojedinim slučajevima debriti mogu biti izravno prekriveni novim, mlađim debritom ili **kalkarenitnim turbiditima** (sl. 14-1) ili **talozima muljnoga toka** (*mud flow deposits*), tj. talozima bogatim prahovitim i muljevitim matriksom koji sadrže samo rijetke pojedinačne klaste, uglavnom intraklaste nastale procesom slampiranja na strmoj padini (Einsele, 1992). Ako su takvi

procesi i muljni tokovi izazvani tektonskim šokovima, njihove taloge neki autori zovu "**seizmoturbiditi**" (Mutti et al., 1984).

Karbonatne megabreče su pradavni (fosilni), dobro litificirani karbonatni debriti sastavljeni od uglatih klasta promjera većeg od 1 m (Mountjoy et al., 1972). Pojedini veliki klasti u megabrečama potječu od odlamanja dijelova grebena i na izdancima se zbog prevrtanja odlikuju drukčijom geopetalnom orijentacijom od one u kakvoj su se nalazili unutar grebena. Takvi se veliki klasti plitkomorskih vapnenaca u zajednici s megabrečama pojavljuju unutar dubljevodnih madstona ili vapnenačkih turbidita kao "egzotični blokovi" (vidi poglavlje 11.2, 4. facijesni pojas). Karbonatne megabreče najčešće imaju oblik pokrova ili linearnih kanala dimenzija ne većih od nekoliko stotina metara do nekoliko kilometara.

Dok u gornjem - proksimalnom - dijelu padine resedimentacijom nastaju **sedimentna tijela klinastih oblika** (klinoforme) sastavljena od debrita i megabreča s velikim blokovima te **krupnozrnasti turbiditi**, u donjem - distalnijem - dijelu karbonatne padine resedimentacijom plitkomorskog karbonatnog detritusa u dubljem moru često nastaju karbonatna sedimentna tijela poznata pod imenom **zastori donjega dijela padine** (*lower-slope apron*). Ona tu stvaraju klinove plitkomorskog detritusa u pelagičnim talozima koji se pojavljuju u zajednici sa sitnozrnastim turbiditima (sl. 14-1C).

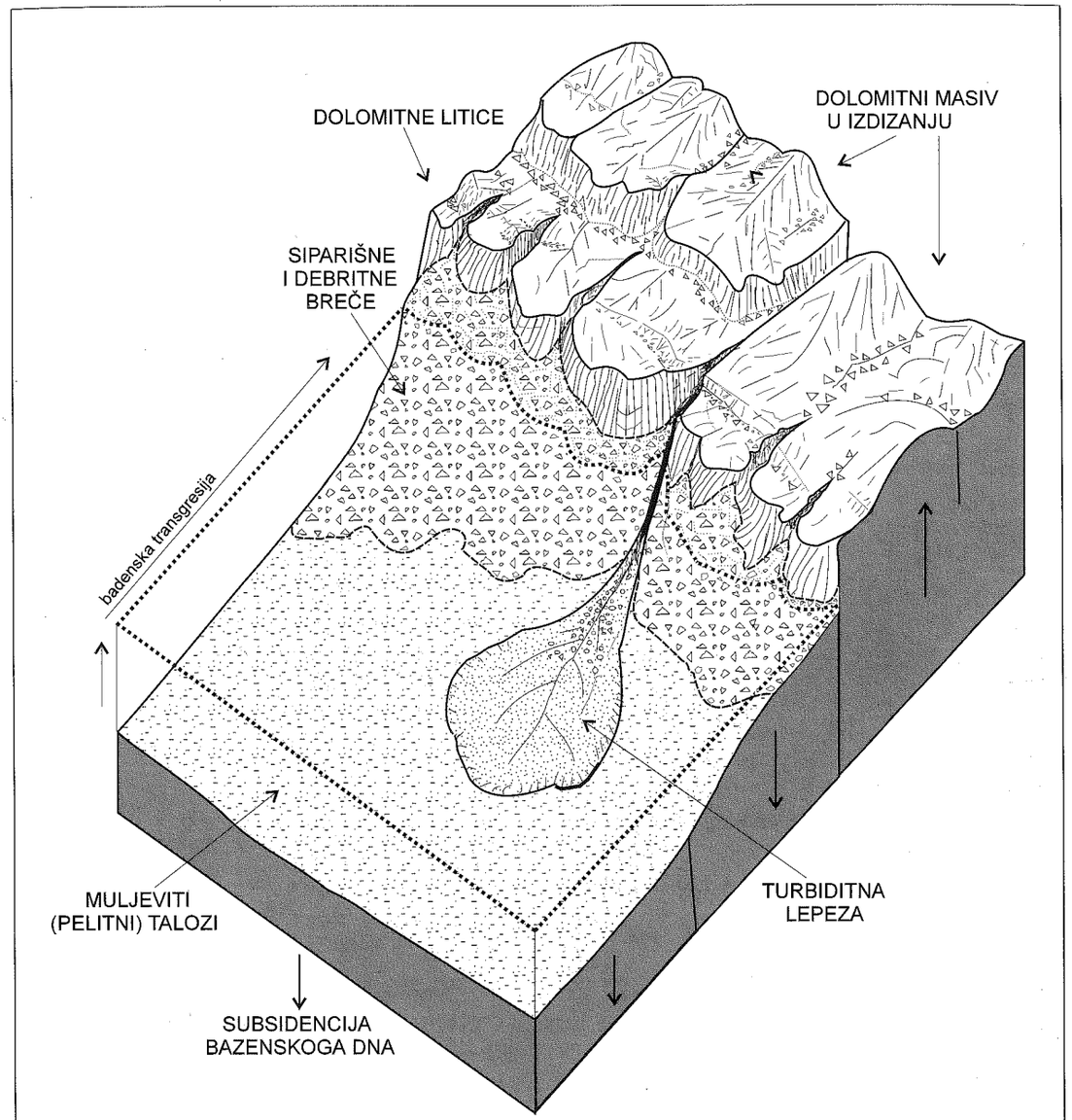
Premda je unutarnja organizacija detritusa u takvim tijelima slabo izražena, ipak se u njima mogu naći **ciklusi positnjavanja naviše** i **ciklusi stanjivanja slojeva naviše**. Oni su posljedica separacije detritusa tijekom njegova kretanja od plićaka karbonatne platforme niz submarinski kanjon ili vododerinu do donjega dijela padine, koja se obično nalazi na dubini od nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara. Pri dovoljno dugačkoj padini na njezinom donjem dijelu takav se debritni tok može razviti u turbiditnu struju iz koje se talože **sitnozrnasti** ili **srednjozrnasti turbiditi** (sl. 14-1B, C i 14-2).

Zbog progradacije platforme, posebice njezina ruba, nastaje karakteristična vertikalna **sekvencija oplićavanja naviše** i **sekvencija pokrupnjavanja naviše** sastavljena od dna prema vrhu od ovih taloga (Mullins, 1983):

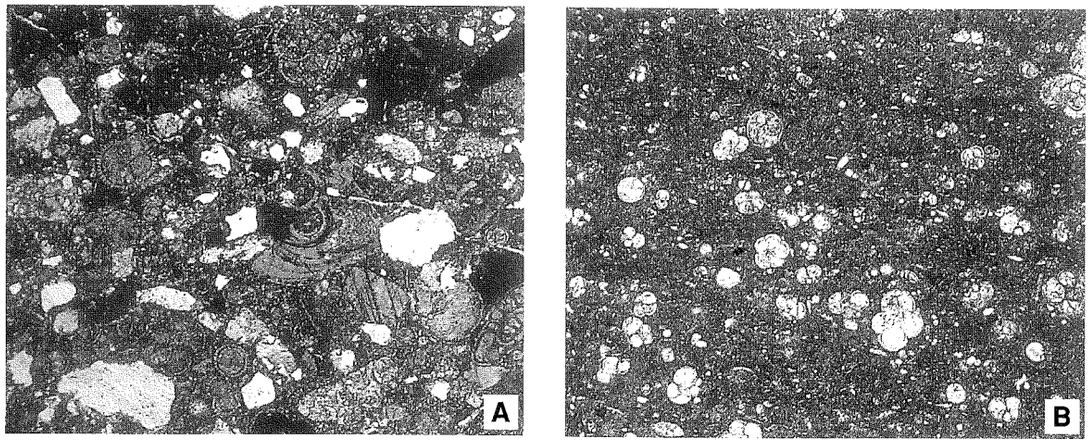
1) talozi bazenskoga dna: pelagični (i hemipelagični) vapnenci s tankoslojevitim turbiditima,
2) talozi donjega dijela padine: vapnenački debriti, srednjozrnasti i sitnozrnasti turbiditi u pelagičnim vapnencima,
3) talozi gornjega dijela padine: krupnozrnasti turbiditi, debriti s rijetkim blokovima (olistolitima) i slampovima,
4) talozi ruba karbonatne platforme ili obrubljenoga šelfa: predgrebenski vapnenci, tijela grebenskih breča klinastih oblika (klinoforme), organogeni grebeni i plitkomorski ooidni i bioklastični vapnenci.

14.2.2.2. Vapnenački turbiditi i alodapski vapnenci

Vapnenački turbiditi ili vapnenci taloženi iz turbiditnih struja talože se u okolišima dubljega mora na padinama, stopama padina i dalje na morskome dnu po istim mehanizmima kao i klastični sedimenti. Vapnenački turbiditi taloženi iz turbiditnih struja velike gustoće, tj. kalkruditi ili vapnenačke breče, ograničeni su na rubove bazena sa strmim padinama i na predgrebenske padine i odlikuju se teksturnim i strukturnim značajkama tipičnim za krupnozrnaste turbidite. Vapnenački turbiditi taloženi iz mutnih struja male gustoće imaju odlike **Bouminih turbidita** s debljinama sekvencija od 5 do 30 cm. U slučaju da na padini postoji podmorski distribucijski kanal iz takvih će turbiditnih struja nastati sedimentno tijelo oblika **podmorske lepeze** (sl. 14-1B, C i 14-2) sastavljeno od Bouminih sekvencija čiji intervali T_{a-c} sadrže krupnozrnaste kalklititne pješčenjake sa ili



Slika 14-2 Idealizirani blok-dijagramski model sedimentacije miocenskih debritnih sedimenata - naftnih kolektorskih stijena - u području Beničanaca (djelomice dopunjeno prema Tišljar, 1993). Na strmim padinama intenzivno tektonski razdrobljenog mezozojskog dolomitnog masiva tijekom tektonskog izdizanja akumulira se velika količina dolomitnoga detritusa koji na kopnu ima odlike siparišnih, a na podmorskim padinama debritnih breča. U dubljim dijelovima, tj. pri dnu padine, dolomitni se detritus taloži u obliku progradirajućih klinoformnih debritnih tijela, a na krajevima kanjona koji imaju ulogu distribucijskih kanala debritni detritus zajedno sa siliciklastičnim materijalom donesenim s kopna stvara turbiditne lepeze unutar pelitnih taloga bazenske ravnice.



Slika 14-3 Karbonatni turbiditni i pelagični talozi. **A** - Mikroskopski izbrusak kalklititnog pješčenjaka - turbiditnoga člana T_a sastavljenog od loše sortiranih odlomaka stijena (pretežito mezozojskih dolomita, rjeđe paleozojskih kristalastih škriljavaca), bioklasta bodljikaša i koralinaceja te glinovitog karbonatnog (laporovitog) matriksa bogatog planktonskim foraminiferama. Dolomitni detritus potječe od intenzivnog trošenja mezozojskog dolomitnog masiva koji je glavno izvorište za taloženje sipara na kopnu i debrita u priobalju (sl. 14-2), dok siliciklastični materijal potječe od trošenja kristalinskih stijena s nešto udaljenijeg kopna. Bioklastični detritus je produkt pretaložavanja priobalnih grebensko-prigrebenskih miocenskih sedimenata, a glinoviti karbonatni detritus i planktonska fauna su bazenski i/ili pelagični talozi (iz Tišljar, 1993). Turbiditni facijes badenskih naslaga iz bušotine Be-56 naftnog polja Beničanci. Dužina slike = 3,3 mm. **B** - Mikroskopski izbrusak kerogenskog pelagičnog marlita ili lapornjaka s bogatom faunom planktonskih foraminifera. Facijes pelagičnih karbonatnih marlita badenskih naslaga naftnog polja Beničanci (Tišljar, 1993), bušotina Be-56. Dužina slike = 3,3 mm.

bez plitkomorskog grebensko-prigrebenskog fosilnog detritusa (sl. 14-3A), a intervali T_{d-e} madstone i/ili vekstone, a ponegdje i glinovite madstone/vekstone i/ili lapore/lapornjake.

Postoje, ipak, i znatne razlike između vapnenačkih i siliciklastičnih turbidita, jer su kompletne Boumine sekvencije kod vapnenačkih turbidita mnogo rjeđe, vertikalno je zoniranje drukčije, a znatno se rjeđe pojavljuju laminacija i konvolucija zbog relativno slabe tiksotropije u karbonatnom mulju (Flügel, 1982). Zbog toga je za vapnenačke turbidite taložene iz mutnih struja male gustoće Meischner (1964) uveo naziv **alodapski vapnenci**.

Prijenos detritusa turbiditnim strujama omogućava pojavljivanje alodapskih vapnenaca sastavljenih od skeletnog i neskeletnog karbonatnog detritusa koji potječe iz plitkomorskih okoliša, tj. grebenskog i prigrebenskog kršja, ooida, intraklasta, skeleta i bioklasta molusaka, kao i velikih blokova - olistolita, koji pripadaju predgrebenskim biolititnim tvorevinama, unutar dubokomorskih vapnenaca koji sadrže pelagičnu - planktonsku faunu i taloženi su na stopi padine ili na bazenskoj ravnici (Cook & Mullins, 1983; Enos & Moore, 1983). Pri kretanju niz padinu takav detritus često može izazvati **podmorska klizanja** u obliku velikih **slampova**, izazvati deranja ili stvarati **slampne ožiljke** (*slump scars*) u pretežito mikritnim talozima padine. U osnovi se razlikuju dva taložna modela alodapskih vapnenaca (Mullins & Cook, 1986):

- alodapski vapnenci taloženi kao **padinski zastor** (*slope apron*) na padinama s nagibom od 4 do 15° uz povećavanje kuta nagiba od bazenskoga dna prema rubu šelfa ili platforme, te
- alodapski vapnenci taloženi kao **osnovica padinskoga zastora** (*base of slope aprons*) na padinama čiji je nagib <4° i koji se povećava od bazenskoga dna prema bazi ruba šelfa ili platforme.

Alodapski vapnenci prema Meischneru (1964) tvore sekvenciju koja se odlikuje vertikalnim zoniranjem u tri karakteristične zone (sl. 14-1B):

1. zona se sastoji od tri dijela:

a) donjega dijela koji pokazuje imbrikaciju i gradaciju (često i obrnutu gradaciju), a sastoji se u nižem dijelu od loše, a zatim i dobro sortiranoga plitkomorskog fosilnog detritusa i litoklasta,

b) srednjega dijela koji sadrži sitnozrnasti karbonatni detritus, i

c) gornjega dijela sastavljenog od tankolaminiranoga karbonatnog mulja.

2. zona se sastoji od dva dijela:

a) sitnozrnastoga karbonata s ravnim slojnim površinama i horizontalnom laminacijom, i

b) sitnozrnastoga vapnenca sa strujnom valovitom laminacijom i mjestimice konvolucijom.

3. zona je predstavljena laporima koji pokazuju flazersku slojevitost i postupno prema gore poprimaju sve više odlika pelagičnih sedimenata. U toj zoni nedostaje fosilni detritus plitkomorskih organizama.

Slojevi alodapskih vapnenaca kontinuirano se mogu pratiti na velikom prostranstvu, pružanja od nekoliko stotina metara do više kilometara. Debljina im je slojeva različita, od 1 cm pa do više metara.

S obzirom da je sekvencija karbonatnih turbidita ili alodapskih vapnenaca (sl. 14-1B) po strukturno-teksturnim značajkama dosta slična potpunoj karbonatnoj tempestitnoj sekvenciji (sl. 13-22), poglavito po erozijskoj slojnoj površini, te da su članovi 1a i 1b s gradacijom slični članu B ili bazalnom lagu, član 1c s horizontalnom laminacijom članu P, članovi 2a i 2b s valovitom laminacijom i konvolucijom članovima H i X, a član 3 s madstonima članu M, često se tempestitna sekvencija pogrešno zamjenjuje s alodapskim vapnencima i interpretira kao vapnenački turbidit. To ima značajne, a ponekad i dalekosežne posljedice za interpretaciju uvjeta i okoliša taloženja vapnenaca.

Naime, tipični plitkomorski *shoreface* vapnenci s tempestitnim sekvencijama se u takvom slučaju zamjenjuju s dubljevodnim vapnenačkim turbiditima, a nerijetko iz toga izvode i zaključci o postojanju dubljega dijela karbonatne padine ili čak "dokazi" da se tu radi o rubu karbonatne platforme.

Svaka moguća zamjena tempestitne sekvencije i alodapskih vapnenaca je praktički isključena ako se pomno prati cijeli vertikalni slijed facijesa, odnosno facijesna sukcesija. Naime, tempestiti se uvijek nalaze kao tanji i pojedinačni slojevi unutar zajednice plitkomorskih *offshore - shoreface - foreshore* vapnenaca i taloženi su iznad osnovice valova olujna vremena (sl. 12-13, 13-19 i 13-24), a alodapski vapnenci ili vapnenački turbiditi isključivo unutar debeloga slijeda padinskih i dubljevodnih pelagičnih i/ili hemipelagičnih vapnenaca ispod osnovice valova olujna vremena.

Alodapski vapnenci (karbonatni turbiditi) često imaju veliko značenje kao kolektorske stijene za naftu i zemni plin, jer se odlikuju razmjerno visokom poroznošću u odnosu na gusto pakirane mikritne pelagične vapnence unutar kojih su turbiditnim strujama nastala veća sedimentna tijela ili turbiditne lepeze. Posebice to vrijedi za alodapske vapnence tipa grejnstona, pekstona i radstona koji sadrže veće količine skeletnog i neskeletnog detritusa donesenog iz grebenskih okoliša ili pješčanih prudova, a koji uz visoku primarnu

intergranularnu poroznost mogu imati i visoku sekundarnu poroznost, uzrokovanu dijagenetskim procesima otapanja. Osim toga, okolni bazenski mikritni talozi bogati organskom tvari mogu zbog anaerobnih uvjeta taloženja na većoj dubini biti dobre matične stijene iz kojih tijekom dijagenetskih procesa ugljikovodici migriraju u alodapske vapnence.

14.3. Pelagični vapnenci

Pelagični okoliši obuhvaćaju područja otvorenih mora i oceana s taloženjem pelagičnih vapnenaca koji se pretežito sastoje od skeleta ili fragmenata skeleta planktonskih ili pučinskih organizama poput kokolita, planktonskih foraminifera, pteropoda i kalcisfera, te većeg ili manjeg udjela skeleta kremičnih organizama (radiolarija, dijatomeja), kao i varijabilnog udjela siliciklastičnog materijala dimenzija praha i gline.

Pelagični vapnenci se talože na kontinentalnim rubovima i na oceanskome dnu između 45° sjeverne i južne geografske širine iznad CCD-granične crte. Za takve uvjete i okoliše taloženja uobičajena je uporaba termina **pelagični okoliši**.

14.3.1. Značajke i podjela pelagičnih i hemipelagičnih taloga

Pelagičnim talozima *pripadaju sedimenti taloženi na dnu otvorenih mora i oceana, pri čemu se termin "pelagični" (pelagic) primjenjuje za morski taložni prostor koji je izvan izravnih terestičkih utjecaja i nije definiran nekom određenom dubinom mora.* Naime, pelagični talozi nastaju u okolišima od najplićih distalnih dijelova kontinentalnih rubova pa sve do bazenskih ravnica smještenih iznad kalcitne kompenzacijske dubine (CCD) dubokih mora i oceana (Jenkyns, 1986). Recentni talozi današnjih šelfova koji sadrže ostatke terigenih sedimenata, kao i rubni dijelovi abisalnih turbidita, ne smatraju se pelagičnim talozima (Selley, 1988).

Pri sedimentološkoj interpretaciji i općenito geološkim istraživanjima potrebno je, dakle, razlikovati naziv "pelagični", kojim se označavaju uvjeti otvorenoga mora bez striktnoga definiranja dubine, od naziva "oceanski" ili "oceansko dno", koji označava posebne okoliše i uvjete koji vladaju na velikim dubinama (Jenkyns & Hsü, 1974). Naziv "pelagični" se obično koristi i za označavanje pučinske flore i faune - planktonskih organizama koji prebivaju u otvorenom moru i oceanima. Pri interpretaciji njihovog pojavljivanja u vapnencima nužan je oprez, jer se takva pojava nikako ne smije bez dodatnih argumenata odrediti kao produkt dubokomorskog, odnosno oceanskog taložnog okoliša.

Glavni sastojci recentnih pelagičnih sedimenata na oceanskom dnu su gline i muljevi (*oozes*), definirani kao **pelagični talozi** ako sadrže više od 30% fosilnog detritusa, pri čemu se razlikuju tri glavne genetske skupine pelagičnih muljeva:

- **pteropodni muljevi** (*pteropod ooze*), pretežito sastavljeni od mikroskopski sitnih kućica pteropodnih gastropoda,
- **globigerinski muljevi** (*globigerina ooze*) s dominacijom ljušturica planktonskih globigerinskih foraminifera, ali i drugih rodova planktonskih foraminifera i kokolitnih nanoplanktonskih organizama, i
- **radiolarijski muljevi** (*radiolarian ooze*), pretežito sastavljeni od kremičnih ljušturica radiolarija.

Osim fosilnog (organskog) detritusa u pelagičnim se talozima nalazi i anorganski detritus, uglavnom prah i glina, koji je u pelagične okoliše donešen iz kontinentalnih prostora - pustinja - snažnim olujnim vjetrovima, ili predstavlja kozmičku prašinu ili vulkanski pepeo. Pelagični sedimenti u kojima takav anorganski detritus prevladava nad organskim, tj. fosilnim detritusom, poznati su kao **crvene gline**.

U pelagičnim se okolišima uz biogene karbonate talože, dakle, još i silicijski sedimenti, kao i siliciklastični sedimenti (vidi Tišljar, 1994). Međutim, silicijski sedimenti, odnosno radiolarijski muljevi, ipak su pretežito karakteristični za dubokomorska područja ispod CCD-granične crte, tj. ispod karbonatne kompenzacijske dubine (sl. 2-4).

Pelagični vapnenci imaju, za razliku od plitkomorskih vapnenaca, obično jednostavan sastav. Sastoje se od različitih međusobnih udjela nekoliko glavnih biogenih komponenata, pri čemu se relativni udjeli tih komponenata mogu zbog promjena morskih struja, klime, blizine kopna ili kontinentalnih padina i drugih čimbenika, mijenjati u širokim granicama, kako od područja do područja tako i na istome području tijekom različitih geoloških razdoblja.

Sastav taloga i vapnenaca, posebice flore i faune od kojih se talozi i vapnenci pretežito sastoje, glavni je ključ na temelju kojega se utvrđuje pripadnost takvih taloga i vapnenaca pelagičnom tipu. U pelagičnim talozima i pelagičnim vapnencima prevladavaju planktonske foraminifere, kokoliti, pteropodi, uz manje ili veće količine marinskih dijatomeja, radiolarija i drugih skupina marinskoga planktona ili nektona. Glavni planktonsko-nektonski sastojci recentnih pelagičnih muljeva, ali i fosilnih pelagičnih vapnenaca, uz već navedene prevladavajuće planktonske foraminifere, kokolitoferide, kalcisfere i pteropode, jesu kalpionelidi, pelagični tentakuliti, pelagični pelecipodi, amoniti, nautiloidi, belemniti, pelagični krinoidi, konodonti i tintinide. Glavni bentosni sastojci su im aglutinirane foraminifere, bodljikaši, ostrakodi, spikule silicijskih spužava, neke vrste mekušaka i brahiopodi. Uz ovakvu planktonsko-nektonsku i bentosnu floru i faunu, pelagični talozi i pelagični vapnenci mogu sadržavati još i intraklaste pretaloženih šelfnih i plitkomorskih vapnenaca, peloide, polen i spore (Scholle et al., 1991).

Kao drugi, pomoćni kriteriji koji mogu pomoći pri definiranju pripadnosti vapnenaca pelagičnome tipu mogu se navesti kondenzirana sedimentacija kao posljedica malih obroka taloženja, učestalija pojava horizonata s tvrdim dnom (*hardground horizons*) koja obilježava brzu submarinsku litifikaciju, velika bočna rasprostranjenost dobroslojevitih, centimetarsko-decimetarskih ili tankolaminiranih slojeva sitnozrnastih vapnenaca bez naglih ili oštrih bočnih facijesnih promjena i ritmička izmjena kredastih vapnenaca (*chalk*) i rožnjaka.

Prema Bergerovoj (1974) klasifikaciji pelagičnih sedimenata razlikuju se pelagični talozi, hemipelagični muljevi i pelagično-hemipelagični talozi.

1. Pelagični talozi tipični su sedimenti otvorenih mora i oceana nastali vrlo polaganim taloženjem pelagičnog materijala sastavljenog od karbonatnih i kremičnih skeleta, obično daleko od kontinenata i kontinentalnih padina. S obzirom na veličinu zrna, pelagični talozi sadrže više od 75 % čestica dimenzija <5 μm, odnosno manje od 25 % čestica >5 μm koje su siliciklastičnog, vulkanskog ili neritičkog podrijetla. Veličina skeleta pelagičnih organizama može biti manja ili veća od 5 μm. Razlikuju se dvije temeljne litološke skupine pelagičnih taloga:

a) **pelagične gline** sadrže <30 % karbonatnih i kremičnih skeleta, a >70 % gline i dijele se na:
   - **kalcitične pelagične gline** (slabo kalcitične gline s 1-10% $CaCO_3$ i kalcitične gline s 10-30 % $CaCO_3$),
   - **kremične pelagične gline** (slabo kremične gline s 1-10 % kremičnih skeleta i kremične gline s 10-30 % silicijskih organizama),
b) **pelagični muljevi** (*oozes*) sadrže >30 % karbonatnih i kremičnih skeleta, a dijele se na:
   - **laporne muljeve** ako sadrže od 30 do 66 % $CaCO_3$,
   - **kredaste** (***chalk***) **muljeve** ako sadrže >66 % $CaCO_3$, i

- **dijatomejske** ili **radiolarijske muljeve** ako sadrže >30% kremičnih skeleta dijatomeja ili radiolarija.

2. Hemipelagični talozi sadrže >25% čestica siliciklastičnog, vulkanskog i neritičkog podrijetla promjera >5 μm. S obzirom na sastav, hemipelagični talozi mogu biti:

a) **kalcitični hemipelagični muljevi**, ako sadrže >30% $CaCO_3$ (laporni ako sadrže od 30 do 66% ili kredasti hemipelagični muljevi s >66% $CaCO_3$) i **skeletni hemipelagični muljevi** ako sadrže >30% skeleta planktonskih foraminifera ili nanofosila,

b) **siliciklastični hemipelagični muljevi**, ako sadrže <30% $CaCO_3$ i >70% kvarca, feldspata i tinjaca klastičnog podrijetla, i

c) **vulkanogeni hemipelagični muljevi**, ako sadrže pretežito vulkanski materijal (pepeo, palagonit i sl.) i <30% $CaCO_3$.

Hemipelagični talozi ili **hemipelagiti** po litološkim su značajkama slični muljevitim konturitima, koji uz siliciklastični detritus sadrže i biogeni detritus. Odlikuju se homogenom i masivnom neslojevitom teksturom, vjerojatno posljedicom intenzivnog bioturbiranja zbog kojeg ne pokazuju nikakve znakove vertikalnog redanja sekvencija niti strujnu laminaciju. Taloženi su u blizini kontinenata i kontinentalnih padina odakle i potječe njihov terigeni detritus, odnosno prah i glina, kao i vulkanoklastični i plitkomorski ili neritički materijal.

3. Mješoviti pelagično-hemipelagični talozi imaju raznovrstan sastav, pa se dijele na taloge u kojima prevladavaju:

- crne gline i sapropeliti,
- silicificirani glinjaci i muljnjaci ili dijagenetski rožnjaci, i
- pelagično-hemipelagični vapnenci sastavljeni od kokolita i planktonskih foraminifera i pteropoda (= aragonitne ljušturice planktonskih gastropoda i heteropoda koji su živjeli u toplim vodama pri morskoj površini).

Iz Bergerove klasifikacije pelagičnih sedimenata vidljivo je da su to mikroskopski sitnozrnasti talozi sastavljeni od skeleta planktonskih organizama karbonatnog ili kremičnog tipa (kokolita, planktonskih foraminifera, dijatomeja, silikoflagelata, radiolarija), siliciklastičnog materijala pelitnih dimenzija te varijabilnog udjela vulkanskoga pepela.

U geološkoj povijesti Zemlje pelagični vapnenci imaju važno mjesto u građi litosfere: najviše su rasprostranjeni u naslagama mlađim od trijasa zbog snažnog razvoja nanoplanktona i planktonskih foraminifera tijekom mezozoika. Posebno su dobro poznati pelagični vapnenci Tethysa mediteranskog područja, koji su taloženi u uvjetima karakterističnim za potopljene karbonatne platforme ili na oceanskoj kori, te kredno-tercijarni pelgični ili kredasti vapnenci zapadne Europe i SAD-a taloženi u epikontinentalnim morima. Trijasko-jurski pelagični vapnenci sadrže tipičnu faunu amonita, belemnita, tankoljušturnih školjkaša (*Posidonia*, *Daonella*, *Bositra*), sitnih gastropoda, planktonskih foraminifera, radiolarija, spikula spužava, ostrakoda i krhotina bodljikaša, te veliki udio nanofosila, uglavnom kokolita. Odlikuju se nodularnom i ritmičnom slojevitošću s izmjenama lapora i muljnjaka.

Jursko-kredni tamni do svijetlosivi pelagični vapnenci mediteranskog područja poznati su pod imenom *Maiolica* i *Biancone* vapnenci. To su naslage debljine nekoliko stotina metara, obilježene tankom ("pločastom") slojevitošću i visokim sadržajem mulja u kojemu se nalaze planktonske foraminifere, kalpionelidi, kokoliti, radiolarije, kalcisfere i spikule spužava. Često sadrže nodule i proslojke rožnjaka, a njihovo je taloženje vezano uz sinsedimentacijsku tektoniku i zbog nje nepravilnu topografiju karbonatnih platforma (Tucker & Wright, 1990).

Pelagični vapnenci gornje krede i tercijara Venecijanskih Alpa, poznati pod imenom *Scaglia Rossa* i *Scaglia Bianca*, tankoslojeviti su mikriti koji sadrže nanofosile i kokolite. Taloženje tih vapnenaca bilo je vrlo sporo, oko 20.000 godina za svaki pojedini sloj (Schwarzacher & Fischer, 1982).

Pelagičnim vapnencima pripadaju i gornjojurski vapnenci s rožnjacima područja Svilaje poznati pod imenom "Lemeš naslage" (po planinskome sedlu Lemeš), koji u mikritnom matriksu (isključivo madston i vekston tipa) sadrže pučinsku foraminifersku faunu, ostatke planktonskih krinoida (*Saccocoma*) i kalpionelide te amonite, kršje bodljikaša i spikule spužava kremenjašica. Međutim, u "lemeške naslage" ne smiju se ubrajati svi gornjojurski vapnenci s rožnjacima i amonitima, ako to nisu dubokomorski ili pelagični vapnenci. Takav je, primjerice, slučaj s istodobnim vapnencima Velike Kapele i istočnoga dijela Gorskoga kotara, za koje su Velić et al. (1994) utvrdili da pripadaju unutarplatformnom koritu, tj. unutarplatformnim lagunskim, a ne dubokomorskim talozima.

Pelagične vapnence kredne starosti koji u muljnoj osnovi (madstoni, vekstoni, pekstoni) sadrže fosilne ostatke pučinskih planktonskih organizama (foraminifere, radiolarije) nalazimo na Ivanščici, Kalniku i Medvednici. Gornjokredni vapnenci tipa madstona i vekstona koji sadrže pučinsku pelagičnu foraminifersku faunu te zrnca sitna pijeska, praha ili glinu, a obično još i dijagenetske rožnjačke tvorevine, poznati su kao **"skalja" vapnenci** (*scaglia*). Bočno i vertikalno postupno prelaze u flišne naslage.

U pelagične vapnence obično se ubrajaju i dubljevodni vapnenci koji sadrže pučinsku planktonsku fosilnu zajednicu, a nastali su kao posljedica općeg porasta morske razine svjetskih mora koje je u dinarskom krškom pojasu najuočljiviji odraz imalo krajem cenomana i početkom turona (Gušić & Jelaska, 1990, 1993; Fuček et al., 1991; Vlahović et al., 1994; Tišljar et al., 1995) te od gornjega turona - santona do donjega kampana (Gušić & Jelaska, 1990; Fuček et al., 1991).

Učinak tih općih dizanja morske razine nije bio jednak na svim dijelovima karbonatne platforme zbog različitih geoloških čimbenika, posebice tektonskih pokreta - dizanja ili spuštanja pojedinih dijelova karbonatne platforme, rasjedanja ili blagoga boranja. Zbog toga na svim mjestima u isto geološko doba dubljevodni vapnenci nemaju jednake debljine niti isti razvoj. Ti su vapnenci taloženi u dubljem okolišu karbonatne platforme nakon njezina potapljanja, tj. uspostavljanja taložnoga sustava "potopljene platforme".

Starija, starijecenomanska do mlađeturonska, zona dubljevodnih gornjokrednih vapnenaca s pelagičnim fosilima zastupljena je debeloslojevitim, mjestimice nodularnim vapnencima muljne potpore (vekstonima i pekstonima), koji sadrže oligostegine, kalcisfere i pitonele, rjeđe i sitne krhotine skeleta krinoida i bodlji ježinaca te spikule spužava kremenjašica, a u njima se nalaze i nodule dijagenetskih rožnjaka. Mlađa zona dubljevodnih vapnenaca vremenski uglavnom odgovara gornjem mlađem santonu i starijem kampanu. Odlikuje se dobro slojevitim vapnencima muljne osnove (madstonima, vakstonima i pekstonima) koji sadrže brojne pučinske planktonske fosile (kalcisfere, pitonele ili oligostegine - sl. 3-11B, globotrunkanide) i sitno kršje rudistnih školjkaša.

Pelagičnim sedimentima pripadaju i debele naslage badenskih, kalcitom bogatih marlita ili lapornjaka, sa ili bez proslojaka glinovitih vapnenaca, koje su nabušene u mnogim naftnim poljima Dravske depresije u Slavoniji (Tišljar, 1993). Ti su sedimenti pretežito sastavljeni od karbonatne komponente (kriptokristalastoga kalcita) s bogatom zajednicom planktonskih foraminifera, a u podređenoj količini i dijagenetski izmijenjenih minerala glina i siliciklastičnog detritusa dimenzija praha do sitnoga pijeska (sl. 14-3B).

14.4. Kredasti vapnenci ili kreda

Kredasti vapnenci ili **kreda** (*chalk*) su sitnozrnasti pelagični sedimenti monotona sastava, pretežito sastavljeni od sitnozrnastog vapnenačkog detritusa, uglavnom niskomagnezijskog kalcita, zastupljenog vapnenačkim nanoplanktonom, posebice kokolitima, rabdolitima, sitnim ljušturicama planktonskih foraminifera i kalcisferama. Od makrofosila oni mogu sadržavati amonite, belemnite i kršje bodljikaša, a kredasti vapnenci taloženi u pelagičnim okolišima na šelfu i bentosnu faunu ehinida, školjkaša, spužava, brahiopoda i briozoja.

Pored čistih kredastih vapnenaca ili krede postoje i kredasti vapnenci koji sadrže promjenljive količine siliciklastičnoga materijala (sitni pijesak, prah), krupne bioklaste ili ljušturice, glaukonit, pirit, fosforit te glinu i organsku tvar. Kredasti vapnenci koji sadrže glinu i organsku tvar poznati su pod imenom **glinoviti kredasti vapnenci** (*clayey chalk*).

Kredasti se vapnenci, odnosno krede (*chalk*), ubrajaju u tipične pelagične taloge. Međutim, bez obzira što su kredasti vapnenci pretežito sastavljeni od planktonskih skeletnih ostataka oni ne nastaju samo u dubljem moru iznad CCD-granične crte, nego mogu nastati i u plitkim morima. Posebice to vrijedi za gornjokredne kredaste vapnence koji sadrže i ostrakode. Smatra se da su takvi kredasti vapnenci nastali u fotičkoj zoni, tj. na dubinama između 65 i 90 m (Puckett 1991, iz Einsele, 1992). Gornjokredni kredasti vapnenci naftnih polja u podmorju Sjevernoga mora odlikuju se cikličkim ponavljanjem dva glavna litološka tipa: ciklusi debljine 1-2 m sastavljeni su od izmjene laminiranih, slabo bioturbiranih visokoporoznih čistih kredastih vapnenaca i od manje čistih, jako bioturbiranih, slabo poroznih kredastih vapnenaca (Scholle et al., 1998). Njihova se cikličnost i sastav objašnjavaju varijacijama uvjeta taloženja s obzirom na obroke taloženja i intenzitet pretaložavanja. Pri visokom stanju morske razine zbog uzburkanosti mora i intenzivnijeg pretaložavanja sitnozrnastog vapnenačkog detritusa taloženi su laminirani, slabo bioturbirani, čisti visokoporozni kredasti vapnenci, a u uvjetima niže energije i malih obroka taloženja uz intenzivniju cementaciju na morskome dnu jako bioturbirani, slabo porozni kredasti vapnenci. Ovakva interpretacija nedvosmisleno ukazuje na taloženje kredastih vapnenaca u dubinama na kojima se odražava utjecaj valova, tj. dubinama oko osnovice olujnih valova.

Taloženje vapnenačkih muljeva, čijom litifikacijom nastaju kredasti vapnenci, na karbonatnom šelfu i epikontinentalnim morima osobito je pospješeno pri visokom stanju morske razine, tj. u HST taložnom sustavu (vidi poglavlje 12.2) i u uvjetima neznatnog ili nikakvog donosa siliciklastičnog detritusa. Naime, takvi su uvjeti posebice pogodni za visoku produkciju nanoplanktona koji svoje skelete grade od kalcita, a praktički gotovo bez aragonita, što po sastavu i dimenzijama odgovara talozima iz kojih nastaju kredasti vapnenci (Einsele, 1992). Kredasti vapnenci taloženi na padinama karbonatnoga šelfa ili platforme mogu biti zajedno s detritusom iz plićaka gravitacijskim tokovima resedimentirani u dublje dijelove taložnoga prostora (podnožje padine, bazensku ravnicu) u obliku karbonatnih turbidita.

Čisti kredasti talozi postupno od pučine prema obali šelfa prelaze u glinovite kredaste taloge, muljnjake ili, u visokoenergijskim okolišima, preko kredastih taloga sa skeletima u čiste skeletne vapnence. Na drugu pak stranu, tj. u smjeru otvorenog i dubokog mora, homogeni kredasti talozi postaju laminirani i obogaćuju se organskom tvari.

Kredasti vapnenci taloženi u šelfnim morima mogu imati pločastu slojevitost, sadržavati nodule rožnjaka s izmjenama glinom bogatih i glinom siromašnih slojeva kredastih vapnenaca i varijabilnim stupnjem bioturbacije. Zbog visoke poroznosti i propusnosti kredasti su vapnenci izvrsne kolektorske stijene plinovitih i tekućih ugljikovodika.

14.5. Glavne vrste facijesa na karbonatnim padinama

Na karbonatnim se padinama razlikuju četiri glavne vrste facijesa. To su:

- autohtoni, neporemećeni pelagični i hemipelagični talozi,
- talozi nastali gravitacijskim procesima,
- talozi nastali pridnenim strujama, i
- dubokomorske organogene tvorevine.

Autohtoni, neporemećeni pelagični i hemipelagični talozi nalaze se na karbonatnim padinama u područjima između jaraka i kanjona. Udio taloga donešenih na padinu s plićih dijelova platforme izravno je zavisan o relativnim promjenama morske razine i obično je najveći tijekom visokoga stanja morske razine kad je i produkcija karbonata na platformi najintenzivnija (*"high-stand shedding"* - vidi poglavlje 2.2 i odjeljak 3.2.1). Na padinu karbonatne platforme donosi se velika količina sitnozrnastog vapnenačkog detritusa s platforme, ali također i s pučine, koji se taloži preko širokoga područja padine i pri tomu prekriva njezinu prijašnju topografiju (= peri-platformni muljevi). Kad je donos sitnozrnastoga detritusa s platforme slab na padini se talože kredasti vapnenački muljevi koji na velikom prostoru pokazuju kontinuiranu jednoličnu tanku laminaciju ili milimetarsko-centimetarsku slojevitost. Takve naslage imaju tipičnu svijetlosivu ili bijelu boju i ponegdje pokazuju nejasne znakove bioturbacije. Na padinama su takvi sitnozrnasti karbonatni muljevi obično zastupljeni u različitim količinama zavisno od jačine pridnenih struja i njihovog ispiranja taloga ili učinaka pretaložavanja i erozije gravitacijskim tokovima. U najdubljim dijelovima padina koje dopiru u dubine ispod CCD-granične crte kalcitični pelagični i hemipelagični talozi izostaju, a talože se kremični siliciklastični ili vulkanogeni pelagični talozi (odjeljak 14.3.1).

Na padinama recentnih karbonatnih platforma talože se pelagični muljevi koji pretežito sadrže aragonit i visokomagnezijski kalcit uz planktonske foraminifere i/ili njihove krhotine koje se sastoje od niskomagnezijskog kalcita, tako da njihov mineralni sastav, primjerice na dubokomorskim padinama Bahama, ima približni odnos aragonita, niskomagnezijskoga kalcita i visokomagnezijskoga kalcita 3:2:1 (Schlager & James, 1978). Pri tomu je karakteristično da je u platformnim talozima otvorenoga mora dubine od 700 do 1.200 m, tj. do dubine koja čini granicu prema dubokoj i hladnoj vodenoj masi, kao glavni tip cementa prisutan visokomagnezijski kalcit koji sadrži do 14 molarnih % $MgCO_3$, a u talozima na većim dubinama kalcit sa samo 3,5 do 5 molarnih % $MgCO_3$.

Tipični fosilni pelagični vapnenci karbonatnih padina jesu tamnosivi do crni, tankoslojeviti ili tanko horizontalno laminirani madstoni i vekstoni koji sadrže promjenljive količine netopivoga ostatka, uglavnom organsku tvar, pirit, siliciklastični materijal dimenzija silta i minerale gline. S opadanjem dubine postaju sve svijetliji i izrazitije oksidirani, a s porastom dubine vodenoga stupa, u pravilu na dubinama većim od nekoliko stotina do tisuću metara, sve su tamniji, jer tu prevladavaju izrazito anoksični uvjeti.

Padinski talozi nastali gravitacijskim procesima obuhvaćaju karbonatne podmorske kamene odrone, klizišta i slampove, debrite i turbidite.

S obzirom da karbonatne platforme obično nastaju duž rubova kontinentalnih riftova ili su njihovi rubovi nastali rasjednom tektonikom, njihove padine mogu imati vrlo strme nagibe (30-60°), a mjestimice mogu biti i potpuno vertikalne. Stoga su podnožja takvih padina podložna taloženju **podmorskih kamenih odrona**, tj. brzom nakupljanju velikih količina stijenskoga kršja i brzom zatrpavanju krupnozrnastim detritusom. Kameni odroni u podnožjima karbonatnih padina, posebice onih sa strmijim nagibima, sadrže krupne klaste - odronske blokove - metarskih do dekametarskih dimenzija, koji tvore tipično sedimentno tijelo u obliku uskoga pojasa koji se pruža

paralelno sa strminom padine. Recentna i fosilna klizišta i slampovi karbonatnih padina pokazuju različite stupnjeve internih deformacija, od vrlo slabe deformacije slojevitosti pa sve do potpunoga raskidanja slojeva koje nastaje kad je prekoračen otpor smicanja, tako da u donjem dijelu mase koja klizi započinje kretanje mase u obliku **visokoviskoznoga detritnoga toka** (Cook & Mullins, 1991).

Debriti nastali na recentnim i fosilnim karbonatnim padinama tvore pri dnu padina masivna sedimentna tijela pločastoga oblika ("**debritni pokrovi**" - *debrite sheets*) ili tijela tipa **padinskih zastora** (*slope aprons*) sastavljena od slabosortiranih klasta koji "plivaju" u muljevitom karbonatnom matriksu. Takva su tijela obično prekrivena masivnim, normalno graduiranim vapnenačkim pijescima. Debritna tijela pokazuju jasnu varijaciju veličine klasta i udjela matriksa, kako bočno duž padine tako i niz padinu. Kod dugačkih, blago nagnutih padina (nagiba oko 1°) i dubokih i širokih podmorskih distribucijskih kanala debritna se tijela mogu prostirati daleko od padine po okolnome dnu, ponegdje i više desetaka kilometara od samoga izvorišta detritusa. Podmorski kanali su ispunjeni klastima donešenim iz platformnih plićaka udaljenih i više od 50 km (Crevello & Schlager, 1980; Cook & Mullins, 1991).

Turbiditi su po svojem udjelu u građi donjega dijela padinskih karbonatnih sedimenata često prevladavajući ili jako zastupljeni član. Redovito pokazuju vertikalno redanje debljih ili tanjih sekvencija sastavljenih od kalkarenitnih, kalksiltitnih i kalklutitnih članova (grejnstona, pekstona, vekstona i madstona). U sâmom podnožju padina i u blizini padine, gdje je taloženje brzo, prevladavaju sekvencije veće debljine (1-5 m), pretežito sastavljene od krupnozrnastoga detritusa (64-256 mm) i klasta dimenzija blokova (sl. 14-1B). Karbonatni turbiditi sastavljeni od detritusa dimenzija sitnoga šljunka i pijeska (2-64 mm) nalaze se na padinama i njihovim produžecima u bazensku ravnicu, a u udaljenijim dijelovima bazenske ravnice prevladavaju podsječene sekvencije male debljine (5-30 cm), uglavnom izgrađene od sitnozrnastoga muljevitog detritusa (sl. 14-1C). Karbonatni turbiditi nastali na padinama karbonatnih platforma obično su podrijetlom vezani na debrite jer nastaju iz debritnih tokova, posebice u njihovim gornjim, jače razrijeđenim dijelovima (sl. 14-1).

Posebna značajka karbonatnih turbidita nastalih na karbonatnim padinama je njihovo "pravocrtno" izvorište detritusa velikoga protezanja po cijeloj površini padine. Stoga se karbonatna turbiditna tijela obično protežu paralelno s pružanjem padine za razliku od "točkastog" izvorišta detritusa, kako je to najčešći slučaj kod siliciklastičnih turbidita obilježenih sedimentnim tijelima lepeznog tipa nastalim na krajevima distribucijskih kanala i kanjona. Zbog takvoga tipa morfologije na donjim dijelovima karbonatnih padina češće se razvijaju turbiditna tijela tipa **turbiditnih zastora** (*aprons*) ili **pločastih pokrova** (*sheets*), koja se protežu usporedno s rubom platforme i nemaju teksturno-strukturne i litološke značajke tipične za gornji, srednji i donji dio lepeze.

Talozi nastali pridnenim strujama - karbonatni konturiti - pojavljuju se duž karbonatnih padina koje su izložene vrlo jakim morskim **pridnenim ili konturnim strujama**. Takve pridnene struje kreću se po morskome dnu ili neposredno uz dno prateći obrise karbonatne padine, a povezane su s cirkulacijom vode u površinskome dijelu vodenoga sloja, obično uzrokovanom vjetrovima. Mogu imati velike brzine (do 60 cm/s) i prenositi i taložiti značajne količine detritusa zbog ispiranja i redistribucije taloga pješčanih dimenzija (Cook & Mullins, 1991). **Karbonatni pješčani i siltni konturiti** - grejnstoni i pekstoni - se na gornjim dijelovima karbonatnih padina obično pojavljuju unutar muljevitih vapnenaca - vekstona i madstona. Sastavljeni su od dobro sortiranog detritusa dimenzija silta i pijeska koji potječe iz platformnih plićaka, imaju zrnsku potporu, ne sadrže mikritni matriks i cementirani su sparitnim kalcitnim cementom. Donja slojna površina im je oštra, uvijek erozijska u odnosu na podinske pelagične madstone ili vekstone, a na gornjoj površini često sadrže riplove čija orijentacija ukazuje na smjer paleotransporta paralelan s padinom. To su na velikim površinama jednolični riplovi s malim amplitudama (5 do 10 mm) i stalnim valnim dužinama riplova (uglavnom od 6-9 cm). Od pješčanih turbidita takvi se konturiti jasno razlikuju po smjeru paleotransporta, oštrim donjim i gornjim slojnim kontaktima prema pelagičnim talozima, jednoličnim riplovima, dobroj sortiranosti i izostanku mikritnoga matriksa u intergranularnim porama (Stow & Holbrook, 1984).

Dubokomorske organogene tvorevine na karbonatnim padinama uglavnom nastaju zbog ekološkoga prilagođavanja ahermatipnih koralja na život i tvorbu bioherma u hladnijoj i dubljoj vodi, obično na donjem dijelu karbonatne padine na dubinama između 600 i 700 m (Neumann et al., 1977; Mullins et al., 1981). Koraljne bioherme na takvim dubinama tvore paralelno s rubom karbonatne padine manje ili više kontinuirane pojase koraljnih grebena širine 10 do 15 km, debljine do 70 m i dužine preko 200 km.

15. Jezerski okoliši taloženja karbonata

15.1. Opći fizikalno-kemijski i sedimentološki uvjeti taloženja u jezerima

Jezera su manji ili veći slatkovodni, rjeđe i slani bazeni koji nemaju izravnu vezu s morem ili oceanom, premda velika jezera imaju slične fizikalne uvjete kao i epikontinentalna mora. U njima se mogu miješati vrlo različiti okoliši taloženja, primjerice priobalni, evaporitni, padinski, turbiditni, deltni (Gilbertove delte), itd. S druge pak strane, u manjim jezerima uvjeti i okoliši taloženja mogu biti jednaki ili slični onima u močvarama i barama. S obzirom na to da su jezera zatvoreni hidrografski i sedimentacijski sustavi iz kojih nema mogućnosti većega otjecanja vode u njima se talože razmjerno velike količine sedimenata, uglavnom detritusa donesenog rijekama, potocima i bujicama, a u pojedinim slučajevima i autohtonog materijala biokemijskog i/ili kemijskog podrijetla.

U jezerskim okolišima sedimentacija ovisi o brojnim faktorima: klimi, količini vode, fizikalnim, kemijskim i biološkim procesima, koji su određeni veličinom jezera, kemizmom, temperaturom i pH vode, a posebice količinom i načinom donosa terigenog materijala u jezero. U velikim i dubokim jezerima, zbog nejednoličnog zagrijavanja površinskog i dubinskog dijela vode, jezerske su vode termički raslojene na gornji, topliji sloj ili **epilimnij**, i donji, hladniji sloj ili **hipolimnij**. Dok je gornji, topliji sloj prozračan i bogat kisikom uz stalno primanje fosfata i nitrata, što omogućuje intenzivan razvoj mikroorganizama, vode su donjega, hladnijeg sloja stagnirajuće i siromašne kisikom, a ponegdje i bogate sumporovodikom.

Vrlo važnu ulogu pri sedimentacijskim procesima u jezerima imaju klimatske promjene, količina i način pritoka vode u jezera površinskim i podpovršinskim tokovima, kao i tokovima po dnu jezera. U područjima s vlažnom klimom jezera obično imaju mnogo pritoka (rijeka i potoka), koji stvaraju veće ili manje delte na ušćima u jezero uz taloženje razmjerno velikih količina klastičnih sedimenata koji ne pokazuju tipične odlike sedimentacije u jezerskim okolišima.

Vodeni tokovi koji prije ulijevanja u jezero teku kroz gorsko područje (visoki reljef), tj. pripadaju gorskim sustavima, donose osobito mnogo materijala u jezero. Pretežiti se dio toga materijala krupnijeg zrna taloži uz obalu stvarajući progradacijska sedimentna tijela koja mogu imati značajke **aluvijalne lepeze** i/ili **deltne lepeze** tipa **Gilbertove delte** (vidi Tišljar, 1994), a dio materijala, u pravilu sitnijeg zrna, prenosi se po jezeru pridnenim tokovima i taloži u njegovom središnjem dijelu. Rijeke koje teku po ravničarskim terenima, odnosno pripadaju ravničarskom riječnom sustavu, ulijevanjem u jezero unose sitnozrnasti materijal koji se unutar jezera dalje uglavnom širi u suspenziji.

Sitnozrnasti detritus unesen u jezero tokovima ravničarskih rijeka, kao i onaj donesen tokovima gorskih rijeka, ostaje dugo u vodenoj suspenziji, uglavnom na granici toplijega i hladnijega vodenog sloja. Taj se materijal potpuno istaloži tek u ljetnim mjesecima kad se zagrije i donji sloj vode, pa promjena viskoznosti omogućuje taloženje i sitnih čestica. Na taj način nastaju tankolaminirani sedimenti promjenljiva sastava lamina (zimi prahovite, ljeti glinovite i/ili vapnenačke), poznati pod nazivom **varve** (sl. 15-1).

Među jezerskim okolišima taloženja razlikuju se, kao osnovni tipovi sedimentacije, jezera s klastičnom i jezera s kemijskom/biokemijskom, pretežito karbonatnom sedimentacijom, sa svim međusobnim prijelazima. Za razliku od jezera s

Slika 15-1 Ujednačena tanka horizontalna laminacija tipa varva odlikuje se izmjenom svijetlih karbonatnih i tamnih glinovitih lamina. Sarmat, Luke potok na jugozapadnom pobrđu Psunja kod Gornjeg Rajića (foto: I. Blašković).

kemijskom/biokemijskom sedimentacijom, koja su uglavnom ograničena samo na aridna i semiaridna klimatska područja, jezera s klastičnom sedimentacijom pojavljuju se u svim klimatskim područjima.

U recentnim jezerima, a tako je bilo i u geološkoj prošlosti, jezerska se sedimentacija zbiva u dva temeljna hidrološka tipa jezera:

- hidrološki otvorenim jezerima sa stalnim dotokom slatke vode (*diluted lakes in hydrologically open basins*), i
- zatvorenim (slanim) jezerima (*lakes in hydrologically closed basins*).

U hidrološki otvorenim jezerima sa stalnim dotokom slatke vode nastaju dvije široke skupine facijesa (Allen & Collinson, 1986):

a) pretežito siliciklastični sedimenti: u priobalnim zonama jezera na prudovima riječnih ušća talože se pješčani sedimenti s riplovima i kosom laminacijom, a u središnjim dijelovima jezera tankoslojeviti siltiti i laminirani karbonati;

b) pretežito karbonatni sedimenti: bioherme, ooidni i onkoidni vapnenci, bioklastični grejnstonski vapnenci s harofitama i školjkašima;

siliciklastični se materijal nalazi samo u području ušća rijeka u jezero.

15.2. Jezera s pretežito karbonatnim talozima

Jezera s pretežito karbonatnom i biogenom sedimentacijom odlikuju se vrlo malim donosom siliciklastičnog materijala s kopna. Obično je siliciklastični ili općenito terigeni detritus u njima ograničen samo na ušća manjih rijeka i potoka. U ostalome dijelu jezera taloženje je regulirano kemizmom i koncentracijom vode, klimom i rasporedom hranjivih tvari za biljne i životinjske organizme.

Taloženje vapnenaca u obliku **vapnenačke sedre** na slapovima krških rijeka i jezera podrobnije je prikazano u odjeljku 4.3.2.1, pa se ovdje prikazuje samo taložni sustav jezera s pretežito karbonatnim talozima koja ne pripadaju krškim jezerima s izlučivanjem vapnenačke sedre kao glavnim tipom taloga.

Jezerska voda bogata otopljenim zemljoalkalijskim ionima, posebice kalcijem u obliku Ca-hidrogenkarbonata i magnezijem (jezera s "tvrdim

vodama"), pospješuju razvoj organizama koji izlučuju karbonate i/ili svoje skelete i ljušturice izgrađuju od Ca-karbonata (vidi odjeljke 2.2.1 i 2.2.2). S druge pak strane, jezerske vode siromašne zamljoalkalijskim ionima (jezera s "mekanim vodama") a bogate otopljenim silicijem, nitratima i fosfatima dobar su medij za razvoj organizama sa silicijskim - kremičnim ili opalnim skeletima, tj. povoljan okoliš za taloženje dijatomejskih muljeva, odnosno **dijatomita**, što je čest slučaj u jezerima u područjima s hladnom klimom. U takvim uvjetima mogu nastati **laminirani vapnenci** koji se odlikuju tankom laminacijom ili **mikrolaminacijom** koja se manifestira kao učestala izmjena dvaju (kuplet) ili triju (triplet) litoloških tipova vrlo tankih lamina s odlikama **varva** (sl. 15-1).

U jezerima čije su vode zasićene s Ca-hidrogenkarbonatom u priobalnim se zonama talože kalcitni sedimenti kao produkti fotosintetskih procesa vodenih trava i alga, posebice haroficeja, cijanoficeja i cijanobakterija, kako je to podrobnije objašnjeno u poglavlju 2.1. i odjeljku 2.2.2. Tu mogu nastati **slatkovodni stromatoliti** i **obavijena zrna** (ooidi i onkoidi) te različiti oblici kalcitnih kora i nodula, u plićacima s toplom vodom i niskomagnezijski kalcitni muljevi, odnosno njihovom dijagenezom **slatkovodni mikritni vapnenci** (vidi poglavlje 4.3).

Ovisno o porastu vrijednosti molarnog odnosa Mg/Ca u jezerskoj vodi, posebice pri porastu koncentracije iona u vodi, u takvim se jezerima pri molarnom odnosu Mg/Ca <2 izlučuju kalcit i niskomagnezijski kalcit, između 2 i 12 visokomagnezijski kalcit, a iznad 12 aragonit (Müller et al., 1972).

Najvažnije teksturno-strukturne značajke jezerskih vapnenca su tanka laminacija, slatkovodni stromatoliti i obavijena zrna.

Tanka laminacija ili **mikrolaminacija** jezerskih vapnenaca najčešće je obilježena ritmičkom izmjenom dvaju tipova lamina ili tzv. kupletima (*couplet*) **karbonatnih i sitnozrnastih siliciklastičnih lamina** (silt, prahovita glina, glina ili lapor), a nerijetko se u jezerskim vapnencima nalazi i ritmička izmjena triju tipova lamina ili triplet, tj. **izmjena karbonatnih, siliciklastičnih i dijatomejskih lamina**. Takve laminacije mogu s obzirom na način postanka predstavljati **varve** (sl 15-1), premda to uvijek nisu varve *sensu stricto*. Naime, u prvobitnoj definiciji su se pod imenom **glacijalne varve** podrazumijevale laminacijske izmjene nastale zbog sezonskih promjena uvjeta taloženja u glacijalnim jezerima (vidi Tišljar, 1994).

Postanak nekih tankolaminiranih, pretežito karbonatnih jezerskih sedimenata može biti vezan i uz procese periodičkih promjena u količini pritjecanja sitnozrnastog sedimenta u jezero. U prvom redu to se odnosi na donos sitnozrnastog siliciklastičnog i karbonatnog materijala gravitacijskim tokovima, uglavnom turbiditnim i zrnskim tokovima, zatim vodenim strujama iz obalne zone ili prijenosom materijala od riječnih ušća u dublje dijelove jezera (Ludlam, 1981; Swirydczuk et al., 1980). Na taj način nastala laminacijska izmjena nije vezana za izmjene godišnjih doba, dakle nije sezonskoga podrijetla, već je odraz povremenih ili epizodnih događaja. Lamine nastale iz zrnskih tokova obično pokazuju gradaciju ili obrnutu gradaciju.

Nepravilne laminacijske izmjene karbonatnih i siliciklastičnih lamina i proslojaka, koje su česte u nekim jezerskim sedimentima, mogu nastati zbog periodičnih jačih otjecanja vode iz jezera (Begin et al., 1974), kao i zbog promjena jačine vodenih struja u jezerskim plićacima i muljnim ravnicama (Smoot, 1983).

Ujednačena tanka laminacija ili mikrolaminacija karbonatnih i siliciklastičnih lamina i/ili dijatomitnih lamina, najčešće se, međutim, smatra posljedicama sezonskih promjena uvjeta taloženja u jezeru, dakle, ima sve značajke varva. Posebice to dolazi do izražaja pri kemijskim procesima izlučivanja karbonata izravnim sezonskim promjenama temperature jezerske vode:

- tijekom toplih godišnjih doba (kraj proljeća, ljeto i rana jesen), kad se voda na površini jezera jače zagrije, izlučuje se posredstvom fotosintetskih procesa fitoplanktonskih bakterija niskomagnezijski kalcit u obliku sitnih kristalića (= taloženje tankih svijetlih kalcitnih mikritnih lamina), a
- tijekom hladnih godišnjih doba (kasna jesen, zima i rano proljeće) iz hladne vode nema nikakvog izlučivanja karbonata, pa se taloži samo vrlo mala količina sitnozrnastog siliciklastičnog detritusa (silt i glina).

Dakle, iz hladne vode nastaju tamne lamine koje sadrže željezne sulfide i pirit i koje su, zbog malih obroka taloženja, prosječno tri puta tanje od svijetlih karbonatnih lamina (Dickman, 1985). Ritmična ili ciklična laminacijska izmjena, primjerice lapora i vapnenaca ili kerogenom bogatih lapora i vapnenaca, također je posljedica stalnih sezonskih temperaturnih varijacija (Einsele, 1992).

Povišenje temperature jezerske vode omogućava otpuštanje CO_2 iz vode (poglavlje 3.1), kao i bujniji razvoj fitoplanktona koji izaziva povećanu potrošnju CO_2 i time pospješuje izlučivanje većih količina $CaCO_3$ (poglavlje 2.2). S druge pak strane nagli i bujni razvoj dijatomeja tijekom proljeća i početkom ljeta ("cvjetanje dijatomejskih alga") može biti uzrokom taloženja povećane količine opalnih skeleta i stvaranja tankih dijatomitnih lamina (Kelts & Hsü, 1978; Alefs & Müller, 1995; Calvo et al., 1998). Tako nastaju sezonske laminacijske izmjene karbonatnih i glinovitih, karbonatnih i laporovitih ili karbonatnih (aragonitnih), dijatomejskih i glinovitih lamina koje su po postanku shvaćene kao **neglacijalne godišnje varve** (*nonglacial annual varves*).

Lamine bogate dijatomejskim skeletima po svome sastavu pripadaju **dijatomejskim muljevima**, a nakom litifikacije **dijatomitima**. Međutim, neki geolozi za njih primjenjuju naziv "dijatomejski tripoli", što niti s petrološkog niti sa sedimentološkog stajališta ne odgovara postanku silicijske stijene poznate pod imenom tripoli (vidi Tišljar, 1994).

Spomenute se laminacijske izmjene mogu očuvati i litificirati samo u određenim slučajevima: na jezerskom dnu na kojemu nema značajnije djelatnosti bentosnih organizama koji bi preradili taloge (nema bioturbacije i muljoždera), kao i u jezerima u kojima su donos i taloženje siliciklastičnog materijala mali i više-manje ujednačeni (nema turbiditnih i zrnskih tokova niti većih riječnih ušća i povremenih snažnih dotoka vode s većom količinom detritusa). Povoljni uvjeti za taloženje sezonskih lamina i očuvanje varva obično su vezani uz jezera u područjima sa stalnom humidnom klimom i jednoličnim slabim donosom siliciklastičnog i karbonatnog detritusa u jezero.

Dobre primjere tankolaminiranih brakičnih do slatkovodnih jezerskih vapnenačkih taloga nalazimo u sarmatu Panonskoga bazena (sl. 15-1). Te se naslage sastoje od izmjena pretežito 0,2 do 1,5 mm debelih lamina karbonatnog i glinovitog sastava. Karbonatne se lamine sastoje od kalcita i aragonita, pri čemu je postanak aragonita i njegovo očuvanje tijekom dijageneze poseban mineraloško-petrološko-sedimentološki problem o kojem se podrobnije govori u poglavlju 5.2.

Slatkovodni stromatoliti mogu, ovisno o energiji jezerske vode i fluvijalnom utjecaju, imati različite morfološke oblike, od kojih su najčešći tanka laminacija s dobro očuvanim cijanobakterijskim filamentima, laminirane kore, manje nepravilne bioherme, kupole ili dome te valjkasti i lećasti onkoidi s asimetričnom građom i podebljavanjem lamina zbog bržega *in situ* rasta na gornjem dijelu zrna u uvjetima niske energije vode (Zamarreño et al., 1997). Tanka laminacija slatkovodnih stromatolita obično je uvjetovana izmjenama tamnih mikritnih lamina i svijetlih mikrosparitnih lamina. Mikritne su lamine vrlo tanke (<0,2 mm) i sastoje se od vapnenačkoga mulja i

kalcificiranih mikrobakterijskih livada, a u pravilu pokazuju i internu vrlo tanku mikrolaminaciju *Schizotrix* tipa. Mikrosparitne lamine su znatno deblje od mikritnih lamina (0,2-0,5 mm) i sastoje se od mikrosparita i čvrstih kalcificiranih cijanobakterijskih filamenata. Mikrosparit se u pravilu sastoji od niskomagnezijskoga kalcita čije je izlučivanje bilo intenzivirano tijekom razdoblja usporenoga rasta cijanobakterija, tj. cijanobakterijskih lamina na koje je hvatan vapnenački mulj. Naime, do pojačanog izlučivanja magnezijskoga kalcita obično dolazi po vlakancima i sluzavim površinama cijanobakterija uz intenzivnu kalcifikaciju pri njihovom usporenijem rastu (Monty & Hardie, 1976).

Obavijena zrna različitoga oblika i načina postanka česti su sastojci jezerskih i nekih drugih slatkovodnih vapnenaca. Podjednako su česta obavijena zrna organskoga i anorganskoga podrijetla.

Među zrnima organskoga postanka svakako su najznačajniji **onkoidi** nastali posredstvom cijanobakterija i zelenih alga (Golubić & Fischer, 1975; Schneider et al., 1983). Odlikuju se tipičnom laminiranom građom i laminama s izrazito poroznom strukturom. Lamine se obično sastoje ili od vapnenačke sedre (*tufa*) koja sadrži mikritne cjevčice inkrustiranih vlakanaca cijanobakterija ili od filamenata zelenih alga porostromatske mikrostrukture (= porostromatski onkoidi - Monty, 1981). Slatkovodni onkoidi u pravilu nastaju u plitkoj i slabo pokretljivoj jezerskoj vodi.

U zonama jezera s višom energijom vode, odnosno jezerima čija je voda neprestano pokretana valovima i strujama, nastaju **ooidi** čiji je mineralni sastav izravno povezan s kemizmom jezerske vode. Ooidi sastavljeni od niskomagnezijskoga kalcita nastaju u jezerima čija se voda odlikuje niskim molarnim odnosom Mg/Ca, a u slanim jezerima obično nastaju aragonitni ooidi (Halley, 1977; Swirydczuk et al., 1979, 1980; Eugster & Kelts, 1983).

Bimineralni ooidi, tj. ooidi koji se sastoje i od aragonita i od niskomagnezijskoga kalcita, nastaju u jezerima u kojima dolazi do miješanja alkalne jezerske vode bogate magnezijem (= visoki Mg/Ca molarni odnos) i magnezijem siromašne, a Ca-hidrogenkarbonatom bogate izvorske vode, dakle vode koja ima niski molarni odnos Mg/Ca (Popp & Wilkinson, 1983).

15.3. Sedimentacija u hidrološki zatvorenim (i slanim) jezerima

U hidrološki zatvorenim, često slanim jezerskim bazenima, mogu prevladavati različiti uvjeti i okoliši taloženja. Najpoznatiji su **plaje** (*playa*) i jezerski okoliši s evaporitnom sedimentacijom.

15.3.1. Taložni sustav plaja

Plitka, zatvorena, kratkotrajna (efemeralna) jezera u aridnim klimatskim područjima, koja vodu imaju samo povremeno, a veći su dio godine pretežito suha, poznata su kao **plaje** ili **plaja-okoliši** (vidi sl. 9-4). Kratkotrajna jezera ili plaje obično nakon potpunog isušivanja ostavljaju za sobom samo tanke slojeve soli u izmjenama s pješčanim i/ili muljevitim talozima. Pri njihovom isušivanju soli se talože u središnjoj udubini jezera, a na njegovim se rubnim dijelovima stvaraju **pješčano-muljevite ravnice** (*mud flats*) čiji talozi u pravilu sadrže samo tanke solne kore, desikacijske pukotine i mjestimice oskudnu vegetaciju, a ponegdje talog može biti i slabo bioturbiran. Tanke solne kore na vanjskome dijelu muljevite ravnice mogu sadržavati i **Ca-dolomite** (dolomite sa suviškom kalcija), a u unutarnjem dijelu ravnice uglavnom samo **halit** i **gips**. Na muljnoj su ravnici prilično česte i tanke laminirane cijanobakterijske livade, tj. **stromatoliti**.

Na isušenom dijelu jezerskoga dna ispod površine pješčano-muljnih taloga zbiva se pod djelovanjem temeljne vode bogate ionima Na, sulfata i Cl intersticijalna kristalizacija halita, gipsa i Na-sulfata u obliku nodula i nepravilnih leća. Taj proces ima obilježje evaporitnoga crpljenja (odjeljci 6.2.1.1 i 6.2.1.2), a događa se samo iznad **kapilarnoga ruba** temeljne vode.

Središnji dio jezerske depresije - plaje - povremeno je preplavljivan vodama povodnja, tj. poplavama nastalim zbog rijetkih, ali jakih kiša, pri čemu se zbivaju otapanja soli i njihova ponovna izlučivanja na površini glinovitih, prahovitih ili muljevitih slojeva.

Prerađivanje i pretaložavanje karbonatnih i algalnih stromatolitnih kora može mjestimice stvoriti **intraklastične breče** ili **konglomerate s plosnatim valuticama** (*flat pebble conglomerates*). Otapanje soli pri poplavama uzrokuje povećanje koncentracije otopljenih soli u vodi plaje, ali i u temeljnoj vodi, što pospješuje njezinu sposobnost mineralizacije taloga tijekom isparavanja vode u sušnom razdoblju.

Talozi plaja odlikuju se cikličkom sedimentacijom kao posljedicom opetovanog taloženja u vodi jezera i njezinog postupnog nestanka, odnosno isušivanja većega dijela ili cijeloga jezera. Ciklusi s pretežito klastičnom sedimentacijom u pravilu imaju ovakav vertikalni slijed:

- započinju pjeskovitim pelitima - siltitima ili muljnjacima čiji je detritus na plaju nanesen vjetrom, povremenim tokovima ili bujicama nakon jakih kratkotrajnih kiša, a odlikuju se gradacijom i horizontalnom laminacijom,
- slijede tanko horizontalno laminirani glinjaci, mjestimice i stromatoliti, te
- halit i druge soli kao posljedica porasta isparavanja vode i potpunog isušivanja jezera kako je to već prikazano ranije.

Takav slijed plaja-sedimenata, bez stromatolita, ali s kalupima kristala halita, nalazimo u gornjopermskim klastitima u krovini ležišta evaporita Maloga Kukora u Dalmaciji (Tišljar, 1992).

15.3.2. Taložni sustav zatvorenih trajnih ili perenijalnih jezera

Taložni sustav zatvorenih (perenijalnih) jezera u najvećoj je mjeri određen nestalnom razinom vode u jezeru i njezinim promjenljivim kemizmom. To je izravna posljedica odnosa dotjecanja i otjecanja vode, intenziteta evaporacije i obroka taloženja. Promjene razine vode, odnosno promjene vodene mase, uz širenje ili sužavanje površine jezera zbivaju se tijekom promjena godišnjih doba kao i u dužim vremenskim ciklusima povezanim s klimatskim promjenama, periodičkim jačim otjecanjem vode u podzemlje i promjenama obroka taloženja vezanim na donos materijala u jezero, organsku produkciju i intenzitet izlučivanja karbonata i sulfata u jezeru.

O intenzitetu i trajanju oborina ovisi dotjecanje oborinskih voda u jezero i porast njegove razine, ali i sama površina jezera, odnosno njegovo širenje u obalnoj zoni. Periodičke promjene intenziteta drenaže - otjecanja vode u podzemlje - mogu biti vezane uz povremenu pojačanu tektonsku aktivnost zbog koje, osim promjena u drenaži, zatvorena jezera povremeno mogu uz jače otjecanje vode iz jezera poprimiti i značajke otvorenih jezera.

U zatvorenim trajnim jezerima glavna značajka taloga je njihova tanka laminacija ili **mikrolaminacija**. Uzrokovana je učestalim promjenama temperature i kemijskoga sastava vode, intenziteta izlučivanja karbonata i sulfata, mikrobakterijskih procesa, te promjena međusobnih odnosa donosa i taloženja glinovito-prahovitoga detritusa.

Sa sedimentološkoga stajališta u zatvorenim jezerima s pretežito karbonatnom sedimentacijom presudnu ulogu imaju porast temperature i koncentracije vode, kao i povišenje molarnoga odnosa Mg/Ca, jer o tim čimbenicima ovisi izlučivanje niskomagnezijskoga kalcita, visokomagnezijskoga kalcita, aragonita, gipsa i soli. U zatvorenim jezerima vrlo veliku ulogu pri taloženju mogu imati

i mikrobakterije o kojima, posebice u litoralnoj i sublitoralnoj zoni, ovise obroci izlučivanja karbonata i nakupljanja organske tvari.

U trajnim ili perenijalnim slanim jezerima ljeti se iz toplije vode talože soli i aragonit, a zimi iz hladnije vode kalcit (= evaporitne varve). Sa sezonskim zagrijavanjima i hlađenjima vode trajnih slanih jezera također su povezane i izmjene svijetlih karbonatnih i tamnih glinovitih lamina, odnosno tanka laminacija ili mikrolaminacija tipa varva (= jezerske varve). Svijetle karbonatne lamine sastavljene od aragonita talože se iz površinskog toplog sloja vode ljeti, kad temperatura vode premašuje i 36 °C, a tamne lamine sastavljene od minerala glina, sitnih zrnaca kvarca i detritičnoga kalcita i dolomitnoga mulja (= glinovite i laporovite lamine) talože se uglavnom zimi, kad je voda znatno hladnija. Osim toga, ljeti se može u slanim jezerima iz toploga površinskog sloja izlučivati i taložiti i gips kao posljedica intenziviranja životnih procesa bakterija koje reduciraju sulfate.

Karbonatne su lamine u pravilu sastavljene ili od madstona ili od peloidnih grejnstona, pri čemu grejnstoni taloženi u litoralnoj zoni mogu pokazivati valovitu laminaciju i/ili valovitu riplastu laminaciju. Česte su stromatolitne lamine i pukotine isušivanja, što je glavni pokazatelj litoralnih okoliša taloženja u sustavu zatvorenih jezera. To su ujedno i glavni stijenski zapisi u kojima se odražavaju fluktuacije razine vode u jezeru, uz širenja i sužavanja zatvorenoga jezera u njegovom priobalnom dijelu.

U zatvorenim jezerima na dnu se tijekom razdoblja s humidnom klimom nakuplja veća količina organske tvari, tijekom razdoblja sa suhom klimom pretežu kabonatni talozi, a u uvjetima aridne klime moguće je i izlučivanje evaporita. Na taj se način zbog povišene organske produkcije talože lamine bogate organskom tvari, odnosno kerogenom bogati lapori sa značajkama **naftnih šejlova**, ili u slučajevima njihove erozije i preraspoređivanja u obalnoj zoni, brečasti naftni šejlovi (sitnozrnaste breče sastavljene od fragmenata naftnih šejlova i/ili plosnatih intraklasta koji potječu od razaranja tankolaminiranih kohezivnih mikrobakterijskih lamina ili mikrobakterijskih ("algalnih") livada.

Bolje i lakše očuvanje organske tvari u talozima zatvorenih jezera negoli u morskim sedimentima posljedica je toga:

- što su obroci taloženja u jezerima općenito mnogo veći od onih u otvorenim marinskim okolišima, pa to na jezerskome dnu bitno umanjuje razgradnju većega dijela organske tvari, i
- što su porne vode u jezerskim talozima bitno siromašnije sulfatima, pa je tu manja aktivnost bakterija koje reduciraju sulfate i pri tomu manje konzumiranje organske tvari tako da je i intenzitet procesa njezinoga raspadanja i fermentacije u metan slabiji.

U nekim tipovima zatvorenih jezera nastaju ciklusi s taloženjem klastičnih, organskih i evaporitnih sedimenata. Ciklusi započinju eolskim pješčanim talozima na kojima slijede vapnenci s proslojcima pelita i organskoga materijala, a završavaju debelim naslagama gipsa koji sadrži izmjenu proslojaka pelita, organske tvari i vapnenaca u gipsu (primjerice unutar Todilto-formacije, New Mexico - Anderson & Kirkland, 1960 - iz Allen & Collinson, 1986). Unutar kambrijskoga Officer bazena u južnoj Australiji White & Youngs (1980) su opisali **potpuni jezerski ciklus** koji se sastoji od tri člana:

- započinje siltitima s evaporitnim kristalnim pseudomorfozama,
- središnji su član dolomitično-kalcitični siltiti i dolomikriti s rožnjačkim nodulama, a kao
- završni član nalaze se stromatoliti i stromatolitne breče.

Slični su ciklusi i u Coorong jezerima južne Australije (Von der Borch & Lock, 1979), opisani kod "Coorong modela" ranodijagenetske dolomitizacije (odjeljak 6.2.1.4 i sl. 6-6).

16. Literatura

Adams, J. E. & Rhodes, M. L. (1960): *Dolomitization by seepage refluxion*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 44, 1912-1920.

Aissaoui, D. M., Buignes, D. & Purser, B. H. (1986): *Model of reef diagenesis: Mururoa Atoll, French Polynesia*.- U: Schroeder, J. H. & Purser, B. H. (ur.): Reef Diagenesis. Springer-Verlag, Berlin, 27-52.

Aitken, J. D. (1967): *Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta*.- J. sedim. Petrol., 37, 1163-1178.

Alefs, J. & Müller, J. (1995): *Diatom stratigraphy and frustule dissolution in varved sediments of Lake "Ammersee" (Bavaria, Germany)*.- First Intern. Limno-geological Congress, Copenhagen, Abstracts, 5.

Aljinović, D. & Tišljar, J. (2000): *Razvoj karbonatnih i siliciklastičnih facijesa donjega trijasa Gorskoga kotara (Hrvatska)*.- 2. hrvatski geol. kongres, Cavtat - Dubrovnik, Zbornik radova, 65-68, Zagreb.

Allen, J. R. L. (1984): *Sedimentary structures: Their character and physical basis*.- Developments in Sedimentology, 30, unabridged one-volume edition, Elsevier, Amsterdam, 593 + 663 str.

Allen, J. R. L. & Collinson, J. D. (1986): *Lakes*.- U: Reading, H. G. (ur.): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Sci. Publ., Oxford - London - Edinburgh - Boston, 63-94.

Anastas, A. S., Dalrymple, R. W., James, N. P. & Nelson, C. S. (1997): *Cross-stratified calcarenites from New Zealand: subaqueous dunes in a cool-water Oligo-Miocene seaway*.- Sedimentology, 44/5, 869-892.

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

Ashley, G. M. & Symposium Chairperson (1990): *Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem - SEPM bedforms and bedding structures*.- J. sedim. Petrol., 60/1, 160-172.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1983): *Paleogene clastic formation in Northern Dalmatia*.- U: Babić, Lj. & Jelaska, V. (ur.): Contribution to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides. 4th IAS Regional Meeting, Split, Excursion Guide-book, 37-61, Zagreb.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1984): *Promina-naslage sjeverne Dalmacije: raznolikost sedimentacijskih okoliša i litostratigrafska nomenklatura*.- Geol. glasnik, 28, 139-142, Sarajevo.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1988): *Krupnozrnasti aluvij u paleogenu sjeverne Dalmacije (Hrvatska, Jugoslavija)*.- Rad JAZU, 414, 139-164, Zagreb.

Babić, Lj. & Zupanič, J. (1990): *Progradacijski slijedovi u paleogenskom klastičnom bazenu Vanjskih Dinarida od sjeverne Dalmacije do zapadne Hercegovine*.- Rad JAZU, 449, 319-343, Zagreb.

Babić, Lj., Zupanič, J. & Kurtanjek, D. (1995): *Sharply-topped alluvial gravel sheets in the Palaeogene Promina basin (Dinarides, Croatia)*.- Geologia Croatica, 48/1, 33-48.

Bachmann, G. H. (1973): *Die karbonatischen Bestandteile des Oberen Muschelkalkes (Mittlere Trias) in Südwest-Deutschland und ihre Diagenese*.- Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart. N. F. 68, 1-99.

Badiozamani, K. (1973): *The Dorag dolomitization model - application to the Middle Ordovician of Wisconsin*.- J. sedim. Petrol., 43, 965-984.

Bahun, S. (1974): *Tektogeneza Velebita i postanak Jelar naslaga*.- Geol. vjesnik, 27, 35-51.

Bardossy, G. (1982): *Karst bauxites*.- Akadémiai Kiado, Budapest, 441 str.

Bargar, K. E. (1978): *Geology and thermal history of Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, Wyoming*.- Bull. US geol. Surv., 1944, 1-55.

Bathurst, R. G. C. (1958): *Diagenetic fabric in some British Dinantian limestones*.- Liverpool and Manchester Geol. J., 2, 11-36.

Bathurst, R. G. C. (1966): *Boring algae, micrite enve-*

lopes, and lithification of moluscan biosparites.- Geol. J., 5/1, 15-32.

Bathurst, R. G. C. (1971): *Carbonate sediments and their diagenesis.*- Developments in Sedimentology, 12, Elsevier, Amsterdam, 620 str.

Bathurst, R. G. C. (1982): *Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Paleozoic carbonate mud buildups.*- J. Geol. Soc., 129, 165-181.

Bathurst, R. G. C. (1986): *Carbonate diagenesis and reservoir development: conservation, destruction and creation of pores.*- Quart. J. Colorado Sch. Mines, 81, 1-25.

Beales, E. W. (1958): *Ancient sediments of Bahama type.*- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 42/8, 1845-1880.

Bechstädt, T., Hagemeister, A., Schweizer, T. & Zech, S. (1987): *Asymmetric and symmetric cycles in Triassic carbonate and carbonate-clastic sequences of the Eastern Alps.*- 8th IAS Regional Meeting, Tunis, Abstracts, 64-65.

Begin, A. B., Ehrilich, A. & Nathan, Y. (1974): *Lake Lisan, the Pleistocene precursor of the Dead Sea.*- Bull. Geol. Surv. Israel, 63, 1-30.

Behreus, E. W. & Land, L. S. (1972): *Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas.*- J. sedim. Petrol., 42, 155-161.

Berger, W. H. (1974): *Deep-sea sedimentation.*- U: Burke, C. A. & Drake, C. L. (ur.): The Geology of Continental Margins.- Springer-Verlag, New York, 213-241.

Berger, W. H., Vincent, E. & Thierstein, H. R. (1981): *The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution.*- U: Warne, J. E., Douglas, R. G. & Winterer, E. L. (ur.): The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 32, 498-504.

Bertran, P., Hetu, B., Taxier J-P. & Steijn H. V. (1997): *Fabric characteristics of subaerial slope deposits.*- Sedimentology, 44/1, 1-16.

Blanchon, P. & Jones, B. (1997): *Hurricane control on shelf-edge-reef architecture around Grand Cayman.*- Sedimentology, 44/3, 479-506.

Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. (1972): *Origin of sedimentary rocks.*- Englewood Cliffs, New Jersey, 653 str.

Boles, J. R. & Franks, S. G. (1979): *Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of southwest Texas; Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation.*- J. sedim. Petrol., 19, 55-70.

Bosellini, A. & Ginsburg, R. N. (1971): *Form and internal structure of recent algal nodules (Rhodolites) from Bermuda.*- J. Geol., 79, 669-682.

Bosellini, A. & Hardie, L. A. (1973): *Depositional theme of a marginal marine evaporites.*- Sedimentology, 20, 5-27.

Bosence, D. W. J., Rowlands, R. J. & Quine, M. L. (1985): *Sedimentology and budget of recent carbonate mound, Florida Keys.*- Sedimentology, 32/3, 317-343.

Botz, R. W. & Von der Borch, C. C. (1984): *Stable isotope study of carbonate sediments from the Coorong area, South Australia.*- Sedimentology, 31, 837-849.

Braithwaite, C. J. R. & Rizzi, G. (1997): *The geometry and petrogenesis of hydrothermal dolomites at Navan, Ireland.*- Sedimentology, 44/3, 421-440.

Bridges, P. H. & Chapman, A. J. (1988): *The anatomy of a deep water mud-mound complex to the north of the Dinantian platform in Derbyshire, UK.*- Sedimentology, 35, 139-162.

Brooks, J, Cornford, C. & Archer, R. (1987): *The role of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration.*- U: Brooks, J. & Fleet, A. J. (ur.): Marine Petroleum Source Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 17-46.

Brown, L. F. Jr. (1969): *Geometry and distribution of fluvial and deltaic sandstones (Pennsylvanian and Permian), north-central Texas.*- Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 19, 23-47.

Butler, G. P. (1969): *Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf.*- J. sedim. Petrol., 39, 70-89.

Butler, G. P., Harris, P. M. & Kendall, C. G. St. C. (1982): *Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats.*- U: Handfort, C. R., Loucks, R. G. & Davies, G. R. (ur.): Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites. Soc. econ. Paleont. Miner. Core Workshop, 3, 33-64.

Calvet, F. & Julia, R. (1983): *Pisoids in the caliche profiles of Tarragona (N.E. Spain).*- U: Peryt. T. M. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 456-473.

Calvo, J. P., Rodriguez-Pascua, M., Martin-Velasquez, S., Jimenez, S. & De Vicente, G. (1998): *Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain; an interpretation of loop bedding.*- Sedimentology, 45/2, 279-292.

Carozzi, A. V. (1960): *Microscopic sedimentary petrography.*- John Wiley & Sons, Inc., New York - London, 485 str.

Carozzi, A. V. (1964): *Complex ooids from Triassic lake deposits, Virginia.*- Amer. Sci., 262/2, 231-241.

Catharo, D. L., Warren, J. K. & Williams, G. E. (1992): *Halite saltern in the Canning basin, Western Australia: a sedimentological analysis of drill core from the Ordovician-Silurian Mallow salt.*- Sedimentology, 39, 938-1002.

Cayeux, L. (1935): *Roches carbonates.*- U: Cayeux, L. (ur.): Les Roches Sedimentaires de France.- Masson et Cie., Paris, 463 str.

Chafetz, H. S. (1986): *Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite.*- J. sedim. Petrol., 56, 812-817.

Chafetz, H. S. & Folk, R. L (1984): *Travertines: depositional morfology and the bacterially constructed constituents.*- J. sedim. Petrol., 54, 289-316.

Chafetz, H. S. & Meredith, J. C. (1983): *Recent travertine pisoliths (pisoids) from southeastern Idaho, USA.*- U: Peryt. T. M. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 450-455.

Chave, K. E. (1954): *Aspects of the biochemistry of magnesium.*- J. Geol., 62, 266-283.

Cheel, R. J. & Leckie, D. A. (1993): *Hummocky cross-stratification.*- U: Wright, P. (ur.): Sedimentology Review, 1, 103-122, Blackwell Sci. Publications, Oxford.

Choquette, P. W. & James, N. P. (1987): *Diagenesis in limestones*, 3: *The deep burial environment.*- Geoscience Canada, 14, 3-35.

Choquette, P. W. & Pray, L. C. (1970): *Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.*- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 54, 207-250.

Cisne, J. L. (1986): *Earthquakes recorded stratigraphically on carbonate platforms.*- Nature, 323, 320-322.

Cloetingh, S., McQueen, H. & Lambeck, K. (1985): *On a tectonic mechanism for regional sealevel variations.*- Earth planet. Sci. Letts., 75, 157-166.

Coogan, A. H. & Manus, R. W. (1975): *Compaction and diagenesis of carbonate sands.*- U: Chilingarian, G. V. & Wolf, K. H. (ur.): Compaction of Coarse-grained Sediments I. Developments in Sedimentology, 18A, Elsevier, New York, 79-166.

Cook, H. E. & Mullins, H. T. (1983): *Basin margin.*- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 539-618.

Cook, H. E. & Mullins, H. T. (1991): *Margin environment.*- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 3. izd., 540-617.

Crevello, P. D. & Schlager, W. (1980): *Carbonate debris sheet and turbidites, Exuma Sound, Bahamas.*- J. sedim. Petrol., 50, 1121-1147.

Davey, S. D. & Jenkyns, H. C. (1999): *Carbon isotope stratigraphy of shallow-water limestones and implications for the timing of Late Cretaceous sea-level rise and anoxic events (Cenomanian-Turonian of the peri-Adriatic carbonate platform, Croatia).*- Eclogae Geol. Helv., 92, 163-170.

Davies, P. J., Bubela, B. & Ferguson, J. (1978): *The formation of ooids.*- Sedimentology, 25, 703-730.

Deelman, J. C. (1978): *Experimental ooids and grapestones: carbonate aggregates and their origin.*- J. sedim. Petrol., 49, 1269-1278.

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. sedim. Petrol., 37, 1216-1220.

Demaison, G. J. & Moore, G. T. (1980): *Anoxic environments and oil source bed genesis.*- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 64/8, 1179-1209.

Demicco, R. V. (1985): *Platform and off-platform carbonates of the Upper Cambrian of western Maryland, USA.*- Sedimentology, 32, 1-22.

Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B. (1993): *Atlas Tethys Pelaeo-environmental Maps.*- Gauthier-Villars, Paris, 307 str.

Dickman, M. (1985): *Seasonal succession and microlamina formation in a meromictic lake displaying*

varved sediments.- Sedimentology, 32, 109-118.

Dott, R. H. Jr. & Bourgeois, J. (1982): *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences*.- Bull. Geol. Soc. Am., 93, 663-680.

Dott, R. H. & Reynolds, M. J. (1969): *Sourcebook for petroleum geology*.- Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 5, 471 str.

Dragičević, I., Tišljar, J., Blašković, I. & Benić, J. (1986): *Mehanizam taloženja krovinskih naslaga ležišta boksita kao odraz paleoreljefa podine (primjer boksitononosnog lokaliteta Studena Vrila, zapadna Hercegovina)*.- SANUBIH, Naučne komunikacije, I, 5-37, Sarajevo.

Dragičević, I., Blašković, I., Tišljar, J. & Benić, J. (1992): *Stratigraphy of Palaeogene strata within the Mesihovina - Rakitno area (Western Herzegovina)*.- Geologia Croatica, 45, 1-14.

Dunham, J. B. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*.- U: Ham, W. E. (ur.): Classification of Carbonate Rocks. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 1, 108-121.

Dunham, J. B. (1969): *Vadose pisolite in the Captain reef (Permian), New Mexico and Texas*.- Soc. econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 14, 182-191.

Dunham, J. B. (1971): *Meniscus cement*.- U: Bricker, O. P. (ur.): Carbonate Cements. Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geology, 19, 297-300.

Dunham, J. B. & Olson, E. R. (1978): *Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran miogeocline in Nevada*.- Geology, 6, 556-559.

Durn, G. (1991): *Terra rossa profile near Rovinj, its mineralogy and geochemistry*.- 2nd Inter. Symposium on the Adriatic Carbonate Platform, Zadar, Abstracts-Book, 100-101.

Durn, G. (1996): *Podrijetlo, uvjeti nastanka i sastav terra rossa Istre*.- Disertacija, RGN fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 198 str.

Durn, G. & Aljinović, D. (1995): *Teška mineralna frakcija u terra rossama istarskog poluotoka, Hrvatska*.- 1. hrvatski geološki kongres, Opatija, Knjiga sažetaka, 31-32.

Durn, G., Ottner, F., Tišljar, J., Schwaighofer, B. & Müller, H. W. (1997): *Clay mineral assemblages in pelitic material associated with subaerial unconformities in Early Cretaceous shallow-water carbonate sediments in Istria, Croatia*.- The 11th International Clay Conference, Clays for our Future, Abstracts, A25, Otawa.

Easton, A. J. & Clangher, D. (1986): *Variations in a growth form of synthetic vaterite*.- Min. Mag., 50, 332-336.

Egglestone, J. R. & Dean, W. E. (1976): *Freshwater stromatolite bioherms in Green Lake, New York*.- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 479-488.

Einsele, G. (1992): *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*.- Springer-Verlag, Berlin, 628 str.

Eliuk, L. S. (1978): *The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada - a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform*.- Bull. Can. petrol. Geol., 26, 424-514.

Elliott, T. (1986): *Clastic shorelines*.- U: Reading, H. G. (ur.): Sedimentary Environments and Facies.- Blackwell, Oxford, 155-188.

El Tabakh, M., Schreiber, B. C., Utha-Aroon, L., Coshell, L. & Warren, J. K. (1998): *Diagenetic origin of basal anhydrite in the Cretaceous Maha Sarakham salt: Khorat Plateau, NE Thailand*.- Sedimentology, 45/3, 579-594.

Embry, A. F. & Klovan, E. J. (1972): *Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones*.- Geol. Rdsch., 61/2, 672-686.

Emery, D., Myers, K., Bertram, D., Griffiths, C., Milton, N., Reynolds, T., Richards, M. & Sturrock, S. (1996): *Carbonate systems*.- U: Emery, D. & Myers, K. (ur.): Sequence Stratigraphy. Blackwell sci. Ltd., Oxford - London - Edinburgh - Cambridge - Carlton, 211-237.

Engelhardt, W. V. (1973): *Die Bildung von Sedimenten und Sediment-Gesteinen*.- Sediment-Petrologie, Teil III, Schweizerbart., Stuttgart, 378 str.

Enos, P. & Moore, C. H. (1983): *Fore-reef slope*.- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 507-538.

Enos, P. & Sawatsky, L. H. (1981): *Pore networks in Holocene carbonate sediments*.- J. sedim. Petrol., 51, 961-985.

Esteban, M. C. (1976): Vadose *pisolite and caliche*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 60, 2048-2057.

Esteban, M. & Pray, L. C. (1983): *Pisoids and pisolite facies (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas*.- U: Peryt, T. M. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 503-537.

Eugster, H. P. & Kelts, K. (1983): *Lacustrine chemical sediments*.- U: Gondie, A. S. & Pye, K. (ur.): Chemical Sediments and Geomorphology - Precipitates and Residua in the Near-surface Environments. Academic Press, London, 321-368.

Evamy, B. D. (1967): *Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones*.- J. sedim. Petrol., 37, 1204-1215.

Evamy, B. D. & Shearman, D. J. (1962): *The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones*.- Proc. Geol. Soc. London, 1599, 102-103.

Evamy, B. D. & Shearman, D. J. (1965): *The development of owergrowth from echinoderm fragments*.- Sedimentology, 5, 211-233.

Evans, C. C. (1984): *Development of ooid sand shoal complex: the importance of antecendent and syndepositional topography*.- U: Harris, P.M. (ur.): Carbonate Sands - A Core Workshop. Soc. econ. Paleont. Miner. Core Workshop, 5, 392-428.

Evans, G., Schmidt, V., Bush, P. & Nelson, H. (1969): *Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf*.- Sedimentology, 12, 145-159.

Fabricius, F. H. (1977): *Origin of marine ooids and grapestones*.- Contrib. to Sedimentology, 7, 1-113.

Fahraeus, L. F., Slatt, R. M. & Nowlan, G. S. (1974): *Origin of carbonate pseudopellets*.- J. sedim. Petrol., 44/1, 27-29.

Feldman, M. & McKenzie, J. A. (1997): *Messinian stromatolite-thrombolite associations, Santa Pola, SE Spain: an analogue for the Palaeozoic?*- Sedimentology, 44/5, 853-868.

Feth, J. H. & Barnes, I. (1979): *Spring-deposited travertine in eleven western states*.- US geol. Surv. Water Res. Invest., 79, 1-35.

Fischer, A. G. (1964): *The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic*.- U: Merriam, D. F. (ur.): Symposium on Cyclic Sedimentation. Bull. Geol. Surv. Kansas, 169, 107-149.

Flint, R. F., Sanders, J. E. & Rodgers, J. (1960): *Diamictite: a substitute term for symmictite*.- Bull. Geol. Soc. Am., 71, 1809-1810.

Flügel, E. (1981): *Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in Northern Calcareous Alps*.- U: Toomey, D. F. (ur.): European Fossil Reef Models. Spec. Pub. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, 260-291.

Flügel, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones*.- Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 633 str.

Folk, R. L. (1959): *Practical petrographic classification of limestones*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 43, 1-38.

Folk, R. L. (1962): *Spectral subdivision of limestone types*.- U: Ham, W. E. (ur.): Classification of Carbonate Rocks. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 1, 62-84.

Folk, R. L. (1965): *On the earliest recognition of coprolites*.- J. sedim. Petrol., 35, 272-273.

Folk, R. L. (1968): *Petrology of sedimentary rocks*.- Hemphill's, Austin, 170 str.

Folk, R. L. (1973): *Carbonate petrography in the post-Sorbian age*.- U: Ginsburg, R. N. (ur.): Evolving Concepts in Sedimentology. Johns Hopkins University Press, Baltimore, 118-158.

Folk, R. L. (1974): *The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity*.- J. sedim. Petrol., 44/1, 40-53.

Folk, R. L. & Chafetz, H. S. (1983): *Pisoliths (pisoids) in Quaternary travertines of Tivoli, Italy*.- U: Peryt, T. M. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 447-487.

Folk, R. L. & Land, L. S. (1975): *Mg/Ca ratio and salinity, two controls over crystallization of dolomite*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 59, 60-68.

Folk, R. L., Chafetz, H. S. & Tiezzi, P. A. (1985): *Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot spring travertines, central Italy*.- U: Schneidermann, N. & Harris, P. (ur.): Carbonate Cements. Spec. Pub. Soc. econ. Paleont. Miner., 36, 349-369.

Ford, D. (1988): *Characteristics of dissolutional cave systems in carbonates*.- U: James, N. P. & Choquette, P. W. (ur.): Paleokarst. Springer-Verlag, New York, 25-57.

Freytet, P. & Plet, A. (1996): *Modern freshwater microbial carbonates: the Phormidium stromatolites (tufa-travertine) of southwestern Burgundy (Paris Basin, France)*.- Facies, 34, 219-238.

Freytet, P. & Verrecchia, E. P. (1998): *Freshwater organisms that built stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae*.- Sedimentology, 45/3, 535-564.

Friedman, G. M. (1964): *Early diagenesis and lithification in carbonate sediments*.- J. sedim. Petrol., 34/4, 777-813.

Friedman, G. M. & Sanders, J. E. (1967): *Origin and occurrence of dolomites*.- U: Chilingar, G. V., Bissel, H. J. & Fairbridge, R. W. (ur.): Carbonate Rocks. Developments in Sedimentology, 9A, Elsevier, Amsterdam, 267-348.

Friedman, G. M., Amiel, A. J., Braun, M. & Miller, D. S. (1973): *Generation of carbonate particles and laminites in algal mats, examples from sea-marginal hypersaline pools. Golf of Aqaba, Red Sea*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 57/3, 541-558.

Friedman, I. (1970): *Some investigations of the deposition of travertine from hot springs. I. The isotopic chemistry of travertine-depositing spring*.- Geoch. Cosmochem. Acta, 34, 1303-1315.

Fritz, G. K. (1958): *Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb*.- Arbeiten Geol. Paläont. Institut T. H., Stuttgart, 13, 1-119.

Fritz, P. (1966): *Zur Genese von Dolomit und zuckerkörnigen Kalk im Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). Mikroskopische Untersuchungen und Isotopenanalysen*.- Arb. Geol. Paläont. Institut T. H. Stuttgart, 50, 104 str.

Fuček, L., Jelaska, V., Gušić, I., Prtoljan, B. & Oštrić, N. (1991): *Padinski turonski sedimenti uvale Brbišnica na Dugom otoku*.- Geol. vjesnik, 44, 55-67.

Füchtbauer, H. (1974): *Sediments and sedimentary rocks*.- Sedimentary Petrology, Part 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 II. Schweizerbart., Stuttgart, 762 str.

Füchtbauer, H. & Richter, D. K. (1983): *Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods*.- Geol. Rdsch., 72/1, 53-66.

Füchtbauer, H. & Tišljar, J. (1975): *Peritidal cycles in the Lower Cretaceous of Istria (Croatia, Yugoslavia)*.- J. sedim. Geol., 14, 219-233.

Fyfe, W. S. & Bischoff, J. L. (1965): *The calcite-aragonite problem*.- U: Pray, L. C. & Murray, R. C. (ur.): Dolomitization and Limestone Diagenesis. A Symposium, Soc. econ. Paleont. Miner., Spec. Pub., 13, 3-13.

Gaffey, S. J. (1983): *Formation and infilling of pits of marine ooid surfaces*.- J. sedim. Petrol., 53, 193-208.

Garrison, R. E. (1981): *Diagenesis of oceanic carbonate sediments: a review of the DSDP perspective*.- U: Warme, J. E., Douglas, R. G. & Winterer, E. L. (ur.): The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 32, 181-207.

Gebelein, C. D. (1969): *Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda*.- J. sedim. Petrol., 39/1, 49-69.

Gebelein, C. D. (1976): *Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda)*.- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 381-388.

Gebelein, C. D. (1977): *Mixing zone dolomitization of Holocene tidal flat sediments, south-west Andros Island, Bahamas*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 61, 787-788.

Gebelein, C. D. & Hoffman, P. (1968): *Intertidal stromatolites from Cape Sable, Florida*.- Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 121-129.

George, A. D., Playford, C., Powell, M. A. & Tornatora, P. M. (1997): *Lithofacies and sequence development on an Upper Devonian mixed carbonate-siliciclastic fore-reef slope, Canning Basin, Western Australia*.- Sedimentology, 44/5, 843-868.

Glovacki-Jernej, Ž. (1988): *Lovrečina emerzija u kampan-mastrihtu otoka Brača*.- Zbornik radova 6. skupa sedimentologa SFRJ, Geol. glasnik, 6, 57-65.

Goldhammer, R. K., Dunn, P. A. & Hardie, L. A. (1990): *Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates*.- Bull. Geol. Soc. Am., 102, 535-562.

Goldsmith, J. R. (1953): *A "simplexity principle" and its relation to "case" of crystallization*.- J. Geol., 61, 439-451.

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. & Joensuu, O. I. (1955): *The occurrence of magnesian calcites in nature*.- Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 212-230.

Golubić, S. (1973): *The relationship between blue-green algae and carbonate deposits*.- U: Carr, N. G. & Whitton, B. A. (ur.): The Biology of Blue-Green Algae. Blackwell, Oxford, 434-472.

Golubić, S. & Fischer, A. G. (1975): *Ecology of calcareous nodules forming in Little Connestega creek near Lancaster, Pennsylvania*.- Verh. Intern. Verein. Limnal, 19, 2315-2323.

Golubić, S., Perkins, R. D. & Lukas, K. J. (1975): *Boring microorganisms and microborings in carbonate substrates*.- U: Frey, R. W. (ur.): The Study of Trace Fossils. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 229-259.

Goodell, H. G. & Garman, R. K. (1969): *Carbonate geochemistry of superior deep testwell, Andros Island, Bahamas*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 53, 513-536.

Grabau, A. W. (1904): *On the classification of sedimentary rocks*.- Am. Geologist, 33, 228-247.

Grabau, A. W. (1913): *Principles of Stratigraphy, 1 & 2*.- Dover Publ. Inc., New York, 1185 str.

Graf, D. L. & Lamar, J. E. (1950): *Petrology of Fredonia oolite in Southern Illinois*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 34, 2318-2366.

Gregg, J. M. & Sibley, D. F. (1984): *Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture*.- J. sedim. Petrol., 54, 908-931.

Grotzinger, J. P. (1986): *Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations*.- Paleoceanography, 1, 403-416.

Gunatilaka, A., Saleh, A., Al-Temeemi, A. & Nasser, N. (1984): *Occurrence of subtidal dolomite in a hypersaline lagoon, Kuwait*.- Nature, 311, 450-452.

Guo, L. & Riding, R. (1992): *Aragonite laminae in hot water travertine crusts, Rapalano Terme, Italy*.- Sedimentology, 39, 1067-1079.

Gušić, I. & Jelaska, V. (1990): *Stratigrafija gornjokrednih naslaga otoka Brača*.- JAZU i Inst. za geol. istraživanja, Zagreb, 160 str.

Gušić, I. & Jelaska, V. (1993): *Upper Cenomanian-Lower Turonian sea-level rise and consequences on the Adriatic-Dinaric carbonate platform*.- Geol. Rdsch., 82/4, 676-686.

Haas, J. (1982): *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas*.- Johns Hopkins University Press, Baltimore, 202 str.

Halley, R. B. (1977): *Ooid fabric and fractures in the Great Salt Lake and the geologic record*.- J. sedim. Petrol., 47, 1099-1120.

Hanshaw, B. B., Back, W. & Dieke, R. G. (1971): *A geochemical hypothesis for dolomitization by ground-water*.- Econ. Geol., 66, 710-724.

Haq, B. U. (1991): *Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea*.- Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentol., 12, 3-39.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1987): *Chronology of fluctuating sea-level since Triassic*.- Science, 235, 1156-1167.

Hardie, L. A. (1984): *Evaporites: marine or non-marine?*- Am. J. Sci., 287, 193-240.

Hardie, L. A. (1986): *Ancient carbonate tidal-flat deposits*.- Quart. J. Colorado Sch. Mines, 81, 37-57.

Harms, J. C., Southard, J. B., Spearding, D. R. & Walker, R. G. (1975): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*.- Soc. econ. Paleont. Miner., Short course, 2.

Harrison, R. S. (1977): *Caliche profiles: indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies*.- Bull. Can. petrol. Geol., 25, 123-173.

Hedgpeth, J. W. (ur.) (1957): *Treatise on marine ecology and paleontology 1*.- Ecology, Geol. Soc. Am. Mem., 67/1, 1296 str.

Heim, A. (1916): *Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. III. Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis*.- Beitr. geol. Karte Schwiz, N. F. 20, 369-662.

Heimann, A. & Sass, E. (1989): *Travertines in the northern Hula Valley, Israel*.- Sedimentology, 36, 95-108.

Hemleben, Ch. & Freels, D. (1977): *Algen-laminierte und gradierte Plattenkalke in der Oberkreide Dalmatiens (Jugoslawien)*.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 154/1, 61-93.

Hoffman, P. (1976): *Environmental diversity of Middle Precambrian stromatolites*.- U: Walter, W. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam, 599-611.

Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E. & Perry, E. A. (1976): *Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments, 1: Mineralogical and chemical evidence*.- Bull. Geol. Soc. Am., 87, 725-737.

Hsü, K. J. (1967): *Chemistry of dolomite formation*.- U: Chilingar, G. V., Bissel, H. J. & Fairbridge, R. W. (ur.): Carbonate Rocks. Developments in Sedimentology, 9A, Elsevier, Amsterdam, 169-191.

Hsü, K. J. & Siegenthaler, Ch. (1969): *Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on dolomite problem*.- Sedimentology, 12, 11-25.

Hubbard, R. J. (1988): *Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and Early Cretaceous rifted continental margins*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 72, 49-72.

Huges, R. V. (1978): *Oil shale*.- U: Fairbridge, R. W. & Bourgeois. J. (ur.): The Encyclopedia of Sedimentology. The Encyclopedia of Earth Sciences, VI, Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, 507-508.

Humphrey, J. D. (1988): *Late Pleistocene mixing zone dolomitization, southeastern Barbados, West Indies*.- Sedimentology, 35, 327-348.

Hutchings, P. A. & Bamber, L. (1985): *Variability of bioerosion rates at Lizard Island, Great Barrier Reef: preliminary attemps to explain these rates and their significance*.- Proc. 5th Int. Coral. Reef Congr. Tahiti, 2, 333-338.

Illing, L. V. (1954): *Bahaman calcareous sands*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 38, 1-95.

Illing, L. V., Wells, A. J. & Taylor, J. C. M. (1965): *Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf*.- U: Pray, L. C. & Murray, R. C. (ur.): Dolomitization and limestone diagenesis. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 13, 89-111.

Inden, R. F. & Moore, C. H. (1991): *Beach environment*.- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 212-265.

Insalaco, E., Hallam, A. & Rosen, B. (1997): *Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model*.- Sedimentology, 44/4, 707-734.

James, N. P. (1972): *Holocene and Pleistocene calcareous crusts (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure*.- J. sedim. Petrol., 42/4, 817-836.

James, N. P. (1977): *Introduction to carbonate facies model*.- U: Walker, R. G. (ur.): Facies Models. Geoscience Canada, 123-126.

James, N. P. (1983): *Reefs*.- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 345-462.

James, N. P. (1991): *Reefs*.- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 3. izd., 345-462.

James, N. P. & Choquette, P. W. (1983): *Diagenesis 6. Limestones - the sea floor diagenetic environment*.- Geol. Can., 10, 162-179.

James, N. P. & Ginsburg, R. N. (1979): *The seaward margins of Belize barrier and atoll reefs*.- Inter. Ass. Sur., Spec. Publ., 3, 197 str.

James, N. P. & McIntyre, I. G. (1985): *Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 1 - Reefs, zonation, depositional facies and diagenesis*.- Quart. J. Colorado Sch. Mines, 80, 70 str.

James, N. P., Bone, Y. & Kyser, T. K. (1993): *Shallow burial dolomitization and dedolomitization of mid-Cenozoic, cool-water, calcitic, deep-shelf limestones, southern Australia*.- J. sedim. Petrol., 63, 528-538.

Jelaska, V. & Ogorelec, B. (1983): *The Upper Cretaceous depositional environments of the carbonate platform on the Island of Brač*.- U: Babić, Lj. & Jelaska, V. (ur.): Contribution to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides. 4th IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook, 99-124, Split.

Jenkyns, H. C. (1972): *Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic*.- J. Geol., 80, 21-33.

Jenkyns, H. C. (1980): *Cretaceous anoxic events: from continents to oceans*.- J. Geol. Soc., 137, 171-188.

Jenkyns, H. C. (1986): *Pelagic environments*.- U: Reading, H.G. (ur.): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Sci. Pub., Oxford - London - Edinburg - Boston - Palo Alto - Melbourne, 343-397.

Jenkyns, H. C. & Clayton, C. J. (1986): *Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic*.- Sedimentology, 33, 87-105.

Jenkyns, H. C. & Hsü, K. J. (1974): *Pelagic sediments: on land and under the sea - an introduction*.- U: Hsü, K. J. & Jenkyns, H. C. (ur.): Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea. Spec. Pub. Int. Ass. Sedimentol., 1, 1-10.

Jewett, E. C., Cathles, L. M. & Davis, B. W. (1993): *Predicting depths of gypsum dehydratation in evaporitic sedimentary basins*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 77, 402-413.

Jones, B. F. & Bowser, C. J. (1978): *The mineralogy and related chemistry of lake sediments*.- U: Lerman, A. (ur.): Lakes: Chemistry, Geology and Physics. Springer-Verlag, Berlin, 179-235.

Jones, B. & Renaut, R. W. (1997): *Formation of silica oncoids around geysers and hot springs at El Tatio, northern Chile*.- Sedimentology, 44/2, 287-304.

Kahle, Ch. F. (1965): *Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite*.- J. sedim. Petrol., 35, 448-453.

Kalkowsky, E. (1908): *Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein*.- Z. dt. geol. Ges., 60, 68-125.

Katz, A. & Matthews, A. (1977): *The dolomitization of $CaC0_3$: an experimental study at 252-295°C*.- Geochem. Cosmochem. Acta, 41, 297-308.

Kelts, K. & Hsü, K. J. (1978): *Freshwater carbonate sedimentation*.- U: Lerman, A. (ur.): Lakes: Chemistry, Geology and Physics.- Springer-Verlag, Berlin, 295-353.

Kendall, A. C. (1984): *Evaporites*.- U: Walker, R.G. (ur.): Facies Models. Geosci. Can., Repr. Ser., 1, 259-298.

Kendall, A. C. & Tucker, M. E. (1973): *Radiaxial fibrous calcite: A replacement after acicular carbonate*.- Sedimentology, 20, 365-389.

Kennard, J. M. & James, N. P. (1986): *Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures*.- Palaios, 1, 492-503.

Kennedy, W. J. & Hall, A. (1967): *The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils*.- Proc. Geol. Soc. London, 253-255.

Kilibarda, Z. & Loope, D. B. (1997): *Jurassic aeolian oolite on a palaeohigh in the Sundance Sea, Bighorn Basin, Wyoming*.- Sedimentology, 44/2, 391-404.

Kinsman, D. J. J. (1964): *The recent carbonate sediments near Halat al Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf*.- U: Van Straaten, L. M. J. U. (ur.): Deltaic and Shallow Marine Deposits. Developments in Sedimentology, 1, Elsevier, Amsterdam, 189-192.

Kinsman, D. J. J. (1965): *Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf*.- U: Rau, J. L. (ur.): Second Symposium on Salt. North Ohio Geol. Soc., 1, 302-326.

Kinsman, D. J. J. (1969): *Modes of formation, sedimentary association and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 53, 830-840.

Kinsman, D. J. J. & Park, R. K. (1976): *Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf*.- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 421-434.

Kohout, E. A. (1967): *Groundwater flow and the geothermal regime of the Floridian plateau*.- Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Soc., 17, 339-354.

Konta, J. (1973): *Kvantitativni systèm reziduâlnih hornin, sedimentu a vulkanoklastickìch usazenin*.- Univ. Karlova, Praha, 375 str.

Korolija, B., Fuček, L., Oštrić, N. & Velić, I. (1995): *Gornjotrijaski i senonski sedimenti kod Donjeg Orešja*.- U: Šikić, K. (ur.): Geološki vodič Medvednice. Institut za geološka istraživanja & INA, 173-179, Zagreb.

Lahann, R. W. (1978): *A chemical model for calcite growth and morphology control*.- J. sedim. Petrol., 48, 337-344.

Land, L. S. (1973): *Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, north Jamaica*.- Bull. Mar. Sci., 23, 64-92.

Land, L. S. & Moore, C. H. (1980): *Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican Island slope*.- J. sedim. Petrol., 50, 357-370.

Lang, H. B. (1964): *Dolomit und zuckerkörnige Kalk im Weissen Jura der mittleren Schwabischen Alb (Württenberg)*.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 120, 253-299.

Lees, A. & Buller, A. T. (1972): *Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted*.- Marine Geol., 13, M67-M73.

Leggett, J. K. (1985): *Deep-sea pelagic sediments and palaeoocenography. A review of recent progress.*- U: Brenchley, P. J. & Williams, B. P. J. (ur.): Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 18, 95-121.

Leighton, M. W. & Pendexter, C. (1962): *Carbonate rock types.*- U: Ham, W. E (ur.): Classification of Carbonate Rocks. A Symposium, Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 1, 33-61.

Lippman, F. (1973): *Sedimentary carbonate minerals.*- Minerals, rocks and inorganic materials, 6, Springer-Verlag, 228 str.

Logan, B. W. & Semeniuk, V. (1976): *Dynamic metamorphism: processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning basin, Western Australia.*- Spec. Pub. Geol. Soc. Australia, 16, 1-138.

Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. (1964): *Classification and environmental significance of algal stromatolites.*- J. Geol., 72, 68-83.

Longman, M. W. (1981): *A process approach to recognising facies of reef complex.*- U: Toomey, D. F. (ur.): European Fossil Reef Models. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, 9-40.

Lowe, D. R. (1979): *Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits.*- U: Doyle, L. J. & Pilkey, O. H. (ur.): Geology of Continental Slopes. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 27, 75-82.

Lowe, D. R. (1982): *Sediment gravity flows: II depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.*- J. sedim. Petrol., 52, 279-297.

Lowenstam, H. A. (1963): *Biological problems relating to the composition and diagenesis of sediments.*- U: Donnelly, T. W. (ur.): The Earth Science. Univ. Chicago Press., 137-195.

Lowenstein, T. K. & Hardie, L. A. (1985): *Criteria for the recognition of salt pan evaporites.*- Sedimentology, 32, 627-644.

Lowering, T. S. (1969): *The origin of hydrothermal and low temperature dolomite.*- Econ. Geol., 64, 743-754.

Lu, F. H. & Meyers, W. J. (1998): *Massive dolomitization of a late Miocene carbonate platform: A case of mixed evaporative brines with meteoric water, Nijar, Spain.*- Sedimentology, 45/2, 263-278.

Lučić, D. (1995): *Sekvencijska stratigrafija - novi putokaz u istraživanju karbonatnih stijena na primjeru srednjojadranskog podmorja.*- Simpozij o istraživanju, razradi i proizvodnji ugljikovodika. Nafta, 16/1, 13-21.

Ludlam, S. D. (1981): *Sedimentation rates in Fayetteville Green Lake, New York, USA.*- Sedimentology, 28, 85-96.

MacIntyre, I. G. (1967): *Submerged coral reef, west coast of Barbados, West Indies.*- Can. J. Earth Sci., 4, 461-474.

MacIntyre, I. G. (1985): *Submarine cements - the peloidal question.*- U: Schneidermann, N. & Harris, P. M. (ur.): Carbonate Cements. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 36, 109-116.

Mamužić, P., Polšak, A., Grimani, M., Šimunić, Al. & Korolija, B. (1980): *Detaljni geološki stup kroz naslage cenomana sjeverno od Vela Luke na otoku Korčuli.*- Geol. vjesnik, 31 (1979), 91-103.

Mamužić, P., Polšak, A., Grimani, M., Šimunić, Al. & Korolija, B. (1981): *Detaljni geološki stup kroz naslage cenomana u zapadnom dijelu otoka Hvara.*- Geol. vjesnik, 33, 49-57.

Mamužić, P., Polšak, A., Grimani, M. & Korolija, B. (1982): *Detaljni geološki stup kroz naslage cenomana i donjega turona u središnjem dijelu otoka Cresa.*- Geol. vjesnik, 35, 65-70.

Mamužić, P., Korolija, B., Grimani, M. & Šimunić, Al. (1983): *Geološki stup kroz naslage krede (raspona gornji cenoman - donji senon) središnjega dijela poluotoka Pelješca.*- Geol. vjesnik, 36, 73-77.

Marshall, J. F. & Davies, P. J. (1981): *Submarine lithification on windward reef slopes - Capricorn-Bunker Group, southern Great Barrier Reef.*- J. sedim. Petrol., 51, 953-960.

Massari, F. (1983): *Oncoids and stromatolites in the Rosso Ammonitico sequences (Middle and Upper Jurassic) of the Venetian Alps.*- U: Peryt, T. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 358-366.

Matter, A., Douglas, R. G. & Perch-Nielsen, K. (1975): *Fossil preservation, geochemistry, and diagenesis of pelagic carbonates from Shatsky Rise, northwest Pacific.*- U: Gardner, J. V. (ur.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Print. Off., 891-921.

Mattes, B. W. & Mountjoy, E. W. (1980): *Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta.*- U: Zenger, D. H., Dunham, J. B. & Ethingthon, L. (ur.): Concepts and Models of Dolomitization. Spec. Pub. Soc. econ. Paleont. Miner., 28, 259-297.

Matyja, B. A. (1978): *Early diagenetic structures in Oxfordian calcareous deposits.*- Przeglad Geol., 3 (299), 156-158.

Mazzullo, S. J. & Friedman, G. M. (1975): *Conceptual model of tidally influenced deposition on margins of epeiric seas: Lower Ordovician (Canadian) of eastern New York and southwestern Vermont.*- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 59, 2123-2141.

McDonald, G. J. F. (1953): *Anhydrite-gypsum equilibrium relations.*- Am. J. Sci., 251, 894-898.

McGannon, D. E. Jr. (1975): *Primary fluvial oolites.*- J. sedim. Petrol., 45/3, 719-727.

McHarque, T. R. & Price, R. C. (1982): *Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates.*- J. sedim. Petrol., 52, 873-886.

McKee, E. D. & Gutschick, R. C. (1969): *History of Redwall limestone of north Arizona.*- Geol. Soc. Am. Mem., 114, 1-26.

McKee, D. E. & Ward, W. C. (1983): *Eolian environment.*- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 132-170.

Meischner, K. D. (1964): *Allodapische Kalke, Turbidite in rifnahen Sedimentationsbecken.*- U: Bouma, A. H. & Brouwer, A. (ur.): Turbidites. Developments in Sedimentology, 3, Elsevier, Amsterdam, 156-191.

Middleton, G. V. & Hampton, M. A. (1976): *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows.*- U: Stanley, D. J. & Swift, D. J. P. (ur.): Marine Sediment Transport and Environmental Management.- John Wiley, New York, 197-218.

Milliman, J. D. (1974): *Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates, Part 1.*- Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 375 str.

Monty, C. L. V. (1967): *Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas.*- Ann. Soc. geol. Belg., 90, 55-99.

Monty, C. L. V. (1972): *Recent algal stromatolitic deposits, Andros Island, Bahamas, preliminary report.*- Geol. Rdsch., 61/2, 742-783.

Monty, C. L. V. (1976): *The origin and development of cryptalgal fabrics.*- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 193-149.

Monty, C. L. V. (1981): *Spongiostromate vs. porostromate stromatolites and oncolites.*- U: Monty, C. L. V (ur.): Phanerozoic Stromatolites. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 1-4.

Monty, C. L. V. & Hardie, L. A. (1976): *The geological significance of freshwater blue-green algal calcareous marsh.*- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 447-477.

Moore, C. H. (1989): *Carbonate diagenesis and porosity.*- Developments in Sedimentology, 46, Elsevier, Amsterdam, 338 str.

Moore, R. (1949): *Meaning of facies - sedimentary facies in geologic history.*- Geol. Soc. Am. Mem., 39, 1-34.

Moorkens, T. L. (1991): *Depositional environments of organic-rich sediments and recognition of the different types of source rocks.*- Zbl. Geol. Paläont., Teil I, H. 8, 1073-1089, Stuttgart.

Morrow, D. W. (1982a): *Diagenesis I. Dolomite, Part I: the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation.*- Geoscience Canada, 9, 5-13.

Morrow, D. W. (1982b): *Diagenesis II. Dolomite, Part II: dolomitization models and ancient dolostones.*- Geoscience Canada, 9, 95-107.

Mountjoy, E. W., Cook, H. E., Pray, L. C. & McDaniel, P. N. (1972): *Allochthonous carbonate debris flows - worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins.*- 24th Int. Geol. Congr. Montreal, Sect. 6, 172-189.

Mrinjek, E. (1993a): *Conglomerate fabric and palaeocurrent measurement in the braided fluvial system of the Promina beds in northern Dalmatia (Croatia).*- Geologia Croatica, 46/1, 125-136.

Mrinjek, E. (1993b): *Sedimentology and depositional setting of alluvial Promina beds in northern Dalmatia (Croatia).*- Geologia Croatica, 46/2, 243-262.

Mullins, H. T. (1983): *Modern carbonate slopes and basins of Bahamas.*- U: Cook, H. E., Hine, A. C. & Mullins, H. T. (ur.): Platform Margin and Deep-water Carbonates. Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course, 12, 4.1-4.138.

Mullins, H. T. & Cook, H. E. (1986): *Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for*

paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration.- Sur. Geol., 48, 37-80.

Mullins, H. T., Boardman, M. R. & Neumann, A. C. (1981): *Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank: criteria for the recognition of deep-water coral bioherms in the rock record*.- J. sedim. Petrol., 51, 999-1013.

Müller, G. (1971): *"Gravitational" cement: An indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment*.- U: Bricker, O. P. (ur.): Carbonate Cements. Johns Hopkins University Press, Baltimore - London, 301-302.

Müller, G. & Fischbeck, R. (1974): *Protodolomite formation via carbonate gels obtained by freezedrying biocarbonate solutions with a Mg/Ca ratio >1: A possible natural mechanism*.- Naturwiss., 61, 351-357.

Müller, G., Iron, G. & Forster, U. (1972): *Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment*.- Naturwiss., 59, 158-164.

Murray, R. C. (1964): *Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite*.- J. sedim. Petrol., 34, 512-523.

Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Seguret, M. Q. & Zanzucchi, G. (1984): *Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits*.- Marine Geol., 55, 103-116.

Neumann, A. C. & Land, L. S. (1975): *Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget*.- J. sedim. Petrol., 45, 763-786.

Neumann, A. C., Kofoed, J. W. & Keller, G. H. (1977): *Lithoherms in the Straits of Florida*.- Geology, 5, 4-10.

Nicolaides, S. (1997): *Marine-derived dolomite in the shallowly buried temperate Port Campbell Limestone (Miocene), Otway Basin, Australia*.- Sedimentology, 44/1, 143-157.

Park, W. & Schot, E. H. (1968): *Stylolites: their nature and origin*.- J. sedim. Petrol., 38, 175-191.

Peryt, T. M. (1983): *Classification of coated grains*.- U: Peryt. T. M. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 3-6.

Peryt, T. M. & Scholle, P. A. (1996): *Regional setting and role of meteoric water in dolomite formation and diagenesis in an evaporite basin: studies in the Zechstein (Permian) deposits of Poland*.- Sedimentology, 43/6, 1005-1024.

Peryt, T. M., Pierre, C. & Gryniv, S. P. (1998): *Origin of polyhalite deposits in the Zechstein (Upper Permian) Zdrada platform (northern Poland)*.- Sedimentology, 45/3, 565-578.

Pettijohn, F. J. (1975): *Sedimentary rocks*.- Harper Intern. Ed., New York - San Francisco - London, 625 str.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1972): *Sand and sandstone*.- Springer-Verlag, New York - Heidelberg - Berlin, 615 str.

Pia, J. (1927): *Thallophyta*.- U: Hirmre, M. (ur.): Handbuch der Paläobotanik. Oldenbourg, München-Berlin, 31-136.

Pia, J. (1933): *Die rezenten Kalksteine*.- Z. Krist., B. Miner., Petrogr. Mitt., Erg. Bd., 418 str.

Piper, D. J. W. (1978): *Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains*.- U: Stanley, D. J. & Kelling, G. (ur.): Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 163-175.

Playford, P. E. & Cockbein, A. E. (1976): *Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia*.- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 389-412.

Polšak, A. (1965): *Stratigrafija jurskih i krednih naslaga srednje Istre*.- Geol. vjesnik, 18/1, 167-184.

Polšak, A. (1979): *Stratigrafija i paleogeografija biolititnog kompleksa senona kod Donjeg Orešja (Medvednica, sjev. Hrvatska)*.- Acta geologica, 9/6 (Prir. istraživanja JAZU, 42), 195-231, Zagreb.

Polšak, A. (1981): *Upper Cretaceous biolithitic complexes in a subduction zone - examples from the Inner Dinarides, Yugoslavia*.- U: Tomey, D. F (ur.): European Fossil Reef Models. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, 447-472.

Popp, B. N. & Wilkinson, B. H. (1983): *Holocene lacustrine ooids from Pyramid Lake, Nevada*.- U: Peryt, T. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 142-368.

Posamentier, H. W. & Vail, P. R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models*.- U: Wilgus, C., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H. W., Van Wagoneer, J. & Kendall, C. G. St. C. (ur.): Sea-level Changes: An Integrated Approach. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 42, 125-154.

Posamentier, H. W., Jervey, M. T. & Vail, P. R. (1988): *Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework*.- U: Wilgus, C., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H. W., Van Wagoneer, J. & Kendall, C. G. St. C. (ur.): Sea-level Changes: An Integrated Approach. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 42, 109-124.

Pratt, B. R. & James, N. P. (1986): *The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in the shallow epeiric seas*.- Sedimentology, 33, 313-343.

Purdy, E. G. (1963): *Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups*.- J. Geol., 71/3, 334-355.

Purser, B. H. (1969): *Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones of the Paris Basin, France*.- Sedimentology, 12, 205-230.

Purser, B. H. & Schroeder, J. H. (1986): *The diagenesis of reef: a brief review of our present understanding*.- U: Schroeder, J. H. & Purser, B. H. (ur.): Reef Diagenesis.- Springer-Verlag, Berlin, 424-446.

Quing, H. (1998): *Petrography and geochemistry of early-stage, fine- and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier at Pine Point, Canada*.- Sedimentology, 45/2, 433-446.

Radke, B. H. & Mathis, R. L. (1980): *On the formation and occurrence of saddle dolomite*.- J. sedim. Petrol., 50, 1149-1168.

Radwanski, A. & Szulczewski, M. (1966): *Jurassic stromatolites of the Villany mountains (Southern Hungary)*.- Ann. Univ. Sci. Budapest Rolando Eotvos Nomin., Sect. Geol., 9, 87-107.

Ramsay, A. T. S. (1977): *Sedimentological clues to paleooceanography*.- U: Ramsey, A. T. S. (ur.): Oceanic Micropaleontology. Academic Press, London, 1371-1453.

Read, J. F. (1974): *Calcrete deposits and Quaternary sediments, Edel Province, Shark Bay, Western Australia*.- Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 12, 250-282.

Reading, H. G. (ur.) (1978): *Sedimentary environments and facies*.- Blackwell Sci. Publ., Oxford, 557 str.

Reading, H. G. (ur.) (1986): *Sedimentary environments and facies*.- Blackwell Sci. Publ., Oxford - London - Edinburgh - Boston, 615 str.

Reeckman, A. & Friedman, G. M. (1981): *Exploration for carbonate petroleum reservoirs*.- Willey Intersci. Publ., New York - Chichester - Brisbane - Toronto - Singapore, 213 str.

Reiff, W. (1955): *Über die pleistozänen Sauerwasserkalk von Stuttgart-Münster-Bad Cannstatt*.- Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., n. F., 37, 56-91.

Richter, D. K. (1983): *Classification of coated grains*.- U: T. Peryt (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 7-8.

Richter, D. K. & Füchtbauer, H. (1978): *Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons*.- Sedimentology, 25, 843-860.

Richter-Bernburg, G. (1952): *Über salinare Sedimentation*.- Z. Dt. Geol. Ges., 105, 593-645.

Richter-Bernburg, G. (1957): *Isochrone warven im Anhydrit des Zechstein 2*.- Geol. Jb., 74, 601-610.

Riding, R. (1983): *Cyanoliths (cyanoids): oncoids formed by calcified cyanophytes*.- U: Peryt, T. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 275-283.

Riedel, W. R. (1963): *The preserved record: paleontology of pelagic sediments*.- U: Hill, M. (ur.): The Sea, 3.- Interscience, New York, 866-887.

Rosen, M. R. & Warren, J. K. (1990): *The origin and significance of groundwater-seepage gypsum from Bristol, Dry Lake, California, USA*.- Sedimentology, 37, 983-996.

Sakač, K. & Šinkovec, B. (1991): *The bauxites of the Dinarides*.- Travaux, ICSOBA, 20-21, 1-13.

Saller, A. H. (1984): *Petrologic and geochemical constrains on the origin of subsurface dolomite, Enewetok Atoll: an example of dolomitization by normal sea water*.- Geology, 12, 217-220.

Sander, B. (1936): *Beiträge zur Kenntniss der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias)*.- Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., 48, 27-139.

Sarg, J. F. (1988): *Carbonate sequence stratigraphy*.- U: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. C., Posamantier, H., Ross, C. A. & Van Wagoneer, J. C. (ur.): Sea-level Changes: An Integrated Approach. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 42, 155-182.

Satterley, A. K. (1996): *The interpretation of cyclic succession of the Middle and Upper Triassic of the Northern and Southern Alps*.- Earth. Sci. Rev., 40, 181-207.

Schlager, W. (1992): *Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms*.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Cont. Educ. Course Note, Ser. 34, 1-71, Tulsa.

Schlager, W. & James, N. P. (1978): *Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas*.- Sedimentology, 25, 675-702.

Schlager, W., Reijmer, J. J. G. & Droxler, A. (1994): *Highstand shedding of carbonate platforms*.- Jour. of Sur. Research, B64/3, 270-281.

Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C. (1976): *Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences*.- Geol. Mijnb., 55, 179-184.

Schmalz, R. F. (1969): *Deep-water evaporite deposition: a genetic model*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 53, 798-823.

Schneider, J., Schröeder, H. G. & Le Campion-Alsumared, Th. (1983): *Algal micro-reefs - coated grains from fresh-water environments*.- U: Peryt, T. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 284-298.

Schneider, W. (1977): *Diagenese devonischer Karbonatkomplekse Mitteleuropas*.- Geol. Jahrbuch, Ser. D, 21, 1-107.

Scholle, P. A. (1977): *Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalkes, a modern miracle*?- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 61, 982-1009.

Scholle, P. A. (1978): *A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities*.- Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 27, 241 str.

Scholle, P. A. & Arthur, M. A. (1980): *Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool*.- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 64, 67-87.

Scholle, P. A., Arthur, M. A. & Ekdale, A. A. (1983): *Pelagic environment*.- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 620-691.

Scholle, P. A., Arthur, M. A. & Ekdale, A. A. (1991a): *Pelagic environment*.- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 3. izd., 620-691.

Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.) (1991b): *Carbonate depositional environments*.- Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 3. izd., 708 str.

Scholle, P. A., Albrechtsen, T. & Tirsgaard, H. (1998): *Formation and diagenesis of bedding cycles in uppermost Cretaceous chalks of the Dan Field, Danish North Sea*.- Sedimentology, 45/2, 223-244.

Schreiber, B. C. (1986): *Arid shorelines and evaporites*.- U: Reading, H. G. (ur.): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Sci. Pub., Oxford - London - Edinburgh - Boston - Palo Alto - Melbourne, 189-228.

Schroeder, J. H. (1973): *Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rock*.- Sediment. Geol., 10, 179-204.

Schroeder, J. H. & Zankl, H. (1974): *Dynamic reef formation: a sedimentological concept based on studies of recent Bermuda and Bahama reefs*.- Proc. 2nd Int. Coral. Reef Symp. Brisbane, 2, 413-428.

Schwarzacher, W. & Fischer, A. G. (1982): *Limestone-shale bedding and perturbation of the Earth's orbit*.- U: Einsele, G. & Seilacher, A. (ur.): Cyclic and Event Stratification. Springer-Verlag, Berlin, 75-95.

Schwertmann, U. & Taylor, R. M. (1989): *Iron Oxides*.- U: Dixon, J. B. & Weed. S. B. (ur.): Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. of Am., Madison, Wisconsin, 379-438.

Selley, R. C. (1970): *Ancient sedimentary environments*.- Chapman & Hall, London, 237 str.

Selley, R. C. (1988): *Applied sedimentology*.- Academic Press, London - San Diego - New York - Boston, 446 str.

Sellwood, B. W. (1986): *Shallow-marine carbonate environments*.- U: Reading, H. G. (ur.): Sedimentary Environments and Facies.- Blackwell Sci. Publ., Oxford - London - Edinburgh - Boston - Melbourne, 283-342.

Shaub, B. M. (1939): *The origin of stylolites*.- J. sedim. Petrol., 9, 47-61.

Shinn, E. A. (1968): *Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks*.- J. sedim. Petrol., 38/1, 215-223.

Shinn, E. A. (1986): *Modern carbonate tidal flats: their diagenetic features*.- Quart. J. Colorado Sch. Mines, 81, 7-35.

Shinn, E. A. (1991): *Tidal flat environment*.- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments.- Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 3. izd., 172-210.

Shinn, E. A. & Robbin, D. M. (1983): *Mechanical and chemical compaction in fine grained shallow-water limestones*.- J. sedim. Petrol., 53, 595-618.

Shinn, E. A., Steinen, R. P., Lidz, B. H. & Swart, R. K. (1989): *Whitings, a sedimentologic dilemmas*.- J. sedim. Petrol., 59, 147-161.

Sibley, D. F. (1982): *The origin of common dolomite fabric*.- J. sedim. Petrol., 52, 1087-1100.

Sibley, D. F. & Gregg, J. M. (1987): *Classification of dolomite rock texture*.- J. sedim. Petrol., 57, 967-975.

Siesser, W. G. (1973): *Diagenetically formed ooids and intraclasts in South African calcretes*.- Sedimentology, 20, 539-551.

Siever, R. (1962): *Silica solubility 0°-200°C, and the diagenesis of siliceous sediments*.- J. Geol., 70, 127-150.

Simms, M. (1984): *Dolomitization by ground-water flow system in carbonate platforms*.- Trans. Gulf-Coast. Ass. Geol. Soc., 34, 411-420.

Smoot, J. P. (1983): *Depositional subenvironments in an arid closed basin: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, USA*.- Sedimentology, 30, 801-827.

Sorby, H. C. (1879): *The structure and origin of limestones*.- Geol. Soc. London Proc., 35, 36-95.

Speer, J. A. (1983): *Crystal chemistry and phase relations of orthorhombic carbonates*.- U: Reeder, R. J. (ur.): Carbonates: Mineralogy and Chemistry. Miner. Society of America, Reviews in Mineralogy, 11, 145-190.

Stockdale, P. B. (1922): *Stylolites: their nature and origin*.- Indiana Univ. Stud., 9, 1-97.

Stoffers, P. (1975): *Recent carbonate sedimentation in the lakes of Plitvice (Yug.)*.- N. Jahrbuch f. Mineralogie, Monatshefte 1975, 412-418.

Stow, D. A. V. (1986): *Deep clastic seas*.- U: Reading, H. G. (ur.): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Sci. Pub., Oxford - London - Edinburgh - Boston - Palo Alto - Melbourne, 399-444.

Stow, D. A. V. & Bowen, A. J. (1980): *A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidity currents*.- Sedimentology, 27, 31-46.

Stow, D. A. V. & Holbrook, J. A. (1984): *North Atlantic contourites: an overview*.- U: Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. (ur.): Fine-grained Sediments - Deep-water processes and facies. Spec. Pub. Geol. Soc. Lond. Sci., 15, 245-256.

Strasser, A. & Davaud, E. (1983): *Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin*.- Eclogae Geol. Helv., 76/3, 551-580.

Strasser, A. & Strohmenger, Ch. (1997): *Early diagenesis in Pleistocene coral reefs, southern Sinai, Egypt: response to tectonics, sea level and climate*.- Sedimentology, 44/3, 537-558.

Swift, D. J. P., Hudelson, P. M., Brenner, R. L. & Thompson, P. (1987): *Shelf construction in a foreland basins: storm beds, shelf sandstones, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Masaverde Group, Book Cliffs, Utah*.- Sedimentology, 34, 423-457.

Swineford, A. (1978): *Spring deposits*.- U: Fairbridge, R. F. & Bourgeois, J. (ur.): The Encyclopedia of Sedimentology. The Encyclopedia of Earth Sciences, VI, Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, 762-763.

Swirydczuk, K., Wilkinson, B. H. & Smith, G. R. (1979): *The Pliocene Glenns Ferry oolite: Lake margin carbonate deposition in the south-western Snake river plain*.- J. sedim. Petrol., 49, 995-1004.

Swirydczuk, K., Wilkinson, B. H. & Smith, G. R. (1980): *The Pliocene Glenns Ferry oolite II: Sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits*.- J. sedim. Petrol., 50, 1237-1247.

Šinkovec, B. (1970): *Geologija trijaskih boksita područja Like*.- Acta geol., 7, 5-70, Zagreb.

Šinkovec, B. (1974): *Jurski glinoviti boksiti zapadne Istre*.- Geol. vjesnik, 27, 217-226.

Šribar, L. (1995): *Evolucija gornjokredne Jadransko-dinarske karbonatne platforme u jugozapadnoj Sloveniji*.- Magistarski rad, PMF, Sveučilište u Zagrebu, 89 str.

Taft, W. H. (1967): *Carbonate sediments*.- U: Chilingar, G. V., Bissell, H. J. & Fairbridge, R. V. (ur.): Carbonate Rocks. Developments in Sedimentology, 9A, Elsevier, Amsterdam, 29-50.

Talbot, C. J., Stanley, R., Soub, R. & Al-Sadoun, N. (1996): *Epitaxial salt reefs and mushrooms in the*

southern Dead Sea.- Sedimentology, 43/6, 1025-1048.

Tari-Kovačić, V. & Mrinjek, E. (1994): *The role of Palaeogene clastics in the tectonic interpretation of northern Dalmatia (southern Croatia)*.- Geologia Croatica, 47/1, 127-138.

Tatarsky, V. B. (1949): *About the occurrence of rocks in which dolomite is replaced by calcite*.- Dokl. Akad. Nauk, SSSR, 69, 849-851.

Teodorović, G. I. (1961): *On the origin of sedimentary dolomites*.- Internat. Geol. Rev., 3-5, 375-384.

Thornton, S. E. (1984): *Basin model for hemipelagic sedimentation in a tectonically active continental margin: Santa Barbara Basin, California continental borderland*.- U: Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. (ur.): Fine-grained Sediments: Deep-water Processes and Facies. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 15, 377-394.

Tissot, B. P. & Welte, D. H. (1984): *Petroleum formation and occurence*.- Springer, Berlin - Heidelberg - New York, 2. izd., 699 str.

Tišljar, J. (1976): *Ranodijagenetska i kasnodijagenetska dolomitizacija i dedolomitizacija u krednim karbonatnim sedimentima zapadne i južne Istre (Hrvatska, Jugoslavija)*.- Geol. vjesnik, 29, 287-321.

Tišljar, J. (1978a): *Onkolitni i stromatolitni vapnenci u donjokrednim sedimentima Istre*.- Geol. vjesnik, 30/2, 363-382.

Tišljar, J. (1978b): *Tidal flat, lagoonal and shallow marine carbonates in the Upper Jurassic and Cretaceous of Istria (Yugoslavia)*.- Acta geologica, IX/5, 159-194, Zagreb.

Tišljar, J. (1980): *Fenestralni sklop i vadozne ranodijagenetske tvorevine u litoralnim vapnencima titonberijasa okolice Dubrovnika*.- Krš Jugoslavije, 10/3, 77-86, Zagreb.

Tišljar, J. (1981): *Ranodijagenetske promjene pojedinih sastojaka donjokrednih vapnenaca iz različitih dijelova Vanjskih Dinarida*.- Geol. vjesnik, 32, 255-263.

Tišljar, J. (1983): *Coated grains facies in the Lower Cretaceous of the Outer Dinarides (Yugoslavia)*.- U: Peryt, T. (ur.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York - Tokyo, 566-576.

Tišljar, J. (1985): *Strukturni tipovi i okoliši taloženja jurskih onkoidnih i ooidnih vapnenaca južnog Jadrana*.- Krš Jugoslavije, 11/3, 71-99, Zagreb.

Tišljar, J. (1986): *Postanak crnih valutica i oblutaka ("black pebbles") u periplimnim vapnencima titona zapadne Istre i barema otoka Mljeta*.- Geol. vjesnik, 39, 75-94.

Tišljar, J. (1990): *Postsedimentne dolomitizacijske breče u jurskim plitkomorskim karbonatnim sedimentima Malog Halana na južnom Velebitu*.- RGN Zbornik, 2, 59-65, Zagreb.

Tišljar, J. (1992): *Origin and depositional environments of the evaporite and carbonate complex (Upper Permian) from the coastal part of the Dinarides (southern Croatia and western Bosnia)*.- Geologia Croatica, 45, 115-126.

Tišljar, J. (1993): *Sedimentary bodies and depositional models for the Miocene oil-producing areas Ladislavci, Beničanci and Obod (Croatia)*.- Nafta, 10, 531-542, Zagreb.

Tišljar, J. (1994): *Sedimentne stijene*.- Školska knjiga, Zagreb, 422 str.

Tišljar, J. & Velić, I. (1987): *The Kimmeridgian tidalbar calcarenite facies of Western Istria (Western Croatia, Yugoslavia)*.- Facies, 17, 277-284.

Tišljar, J. & Velić, I. (1991): *Carbonate facies and depositional environments of the Jurassic and Lower Cretaceous of the coastal Dinarides (Croatia)*.- Geol. vjesnik, 44, 215-234.

Tišljar, J. & Velić, I. (1993): *Upper Jurassic (Malm) shallow water carbonates of the western Gorski Kotar: facies and depositional environments (Croatia)*.- Geologia Croatica, 46/2, 263-279.

Tišljar, J., Velić, I. & Sokač, B. (1983a): *Flachwasserkarbonate der Unterkreide im dinarischen Karstgebiet entlang der Adriaküste*.- Zitteliana, 10, 201-206.

Tišljar, J., Velić, I., Radovčić, J. & Crnković, B. (1983b): *Upper Jurassic and Cretaceous peritidal, lagoonal, shallow marine and perireefal sediments of Istria*.- U: Babić, Lj. & Jelaska, V. (ur.): Contribution to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides. 4th I.A.S. Regional Meeting, Split, Excursion Guidebook, 13-35.

Tišljar, J., Velić, I. & Sokač, B. (1989): *Einflusse von Emersionen auf die Flachwasser-Karbonatsedimentation im Malm (Ober Jura) des Biokovo-Gebirges (Südkroatien, Jugoslawien)*.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 16, 199-202.

Tišljar, J., Velić, I. & Vlahović, I. (1991a): *Peritidal sequences and cycles in Jurassic and Cretaceous of the Adriatic Carbonate Platform*.- Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Abstracts, Val Gardena/Grödental, Ortisei/St. Ulrich, 271-272.

Tišljar, J., Vlahović, I., Sremac, J., Velić, I., Veseli, V. & Stanković, D. (1991b): *Excursion A - Velebit Mt.: Permian to Jurassic. Middle Permian calcispongite patch-reef, Permian peritidal carbonates, Middle to Upper Triassic shallow marine limestones and continental sediments, Liassic shallow marine and bioturbated limestones*.- U: Vlahović, I. & Velić, I. (ur.): Some Aspects of the Shallow Water Sedimentation on the Adriatic Carbonate Platform (Permian to Eocene). Second Internat. Symposium on the Adriatic Carbonate Platform, Excursion Guidebook, Institute of Geology, Zagreb, 3-52.

Tišljar, J., Velić, I. & Vlahović, I. (1994): *Facies diversity of the Malmian platform carbonates in western Croatia as a consequence of synsedimentary tectonics*.- Géologie Méditerranéenne, XXI/3-4, 173-176.

Tišljar, J., Vlahović, I., Matičec, D. & Velić, I. (1995): *Platformni facijesi od gornjega titona do gornjega alba u zapadnoj Istri i prijelaz u tempestitne, klinoformne i rudistne biolititne facijese donjega cenomana u južnoj Istri (ekskurzija B)*.- U: Vlahović, I. & Velić, I. (ur.): 1. hrvatski geološki kongres, Opatija 1995, Vodič ekskurzija, 67-110, Zagreb.

Tišljar, J., Đokić, Z. & Ženko, T. (1997): *Influence of the sedimentary environment on the technical properties of the Lower Cretaceous limestones from the Lakovići Quarry in Istria (Croatia)*.- RGN Zbornik, 9, 23-39.

Tišljar, J., Vlahović, I., Velić, I., Matičec, D. & Robson J. (1998): *Carbonate facies evolution from the Late Albian to Middle Cenomanian in Southern Istria (Croatia): influence of synsedimentary tectonics and extensive organic carbonate production*.- Facies, 38, 137-152.

Tsien, H. H. (1985): *Origin of stromatactis - a replacement of colonial microbial associations*.- U: Toomey, D. F. & Nitecki, M. H. (ur.): Paleoalgology: Contemporary Research and Applications. Springer-Verlag, Berlin, 274-289.

Tucker, M. E. (1993): *Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy*.- U: Wright, V. P. (ur.): Sedimentology Review, 1, 51-73, Blackwell Sci. Publications, Oxford.

Tucker, M. E. & Wright, P. V. (1990): *Carbonate sedimentology*.- Blackwell Sci. Publ., Oxford - London - Edinburgh - Boston - Melbourne, 482 str.

Usdowsky, H. E. (1967): *Die Genese vom Dolomit in Sedimenten*.- Miner. u. Petrogr. in Einzeldarst., 4, Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 1-95.

Vail, P. R., Mitchum, R. M., & Tompson, S. (1977): *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*.- U: Payton, C. E. (ur.): Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 26, 83-97.

Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. & Perez-Cruz, C. (1991): *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview*.- U: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (ur.): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 615-659.

Van Wagoneer, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. & Hardenbol, J. (1988): *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*.- U: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. & Van Wagoneer, J. C. (ur.): Sea-level Changes: An Integrated Approach. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 42, 39-46.

Veevers, J. J. (1990): *Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic eon: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed - continents greenhouse*.- Sedim. Geol., 68, 1-16.

Velić, I. & Tišljar, J. (1987): *Biostratigrafske i sedimentološke značajke donje krede otoka Veli Brijun i usporedba s odgovarajućim naslagama jugozapadne Istre*.- Geol. vjesnik, 40, 149-168.

Velić, I. & Tišljar, J. (1988): *Litostratigrafske jedinice u dogeru i malmu zapadne Istre (zapadna Hrvatska, Jugoslavija)*.- Geol. vjesnik, 41, 25-49.

Velić, I., Tišljar, J. & Sokač, B. (1979): *Stratigraphy and depositional environments of the Lower Cretaceous in the karst region of Dinarides (Yugoslavia)*.- Geobios, Mem. Spec., 3, 245-252.

Velić, I., Tišljar, J. & Sokač, B. (1989): *The variability of thicknesses of the Barremian, Aptian and Albian*

carbonates as a consequence of changing depositional environments and emersions in western Istria (Croatia, Yugoslavia).- Mem. Soc. Geol. Ital., 40, 209-218.

Velić, I., Vlahović, I. & Tišljar, J. (1994): *Late Jurassic lateral and vertical facies distribution: from peritidal and inner carbonate ramps to perireefal and peritidal deposits in SE Gorski Kotar (Croatia).*- Géologie Méditerranéenne, XXI/3-4, 177-180.

Velić, I., Matičec, D., Vlahović, I. & Tišljar, J. (1995): *Stratigrafski slijed jurskih i donjokrednih karbonata (bat - gornji alb) u zapadnoj Istri (ekskurzija A).*- U: Vlahović, I. & Velić, I. (ur.): 1. hrvatski geološki kongres, Opatija 1995, Vodič ekskurzija, 31-66, Zagreb.

Veseli, V., Tišljar, J., Tadej, J. & Premec-Fuček, V. (1991): *Lithofacies and biofacies of the Cretaceous and Paleogene carbonate sediments in Kate-1 offshore well (Kornati area, Croatia, Adriatic Sea).*- U: Velić, I. & Vlahović, I. (ur.): Second Internat. Symposium on the Adriatic Carbonate Platform, Zadar 1991, Abstracts, 115-116, Zagreb.

Vlahović, I. (1993): *Facijesi i taložni sustav cenomanskih karbonatnih naslaga područja Buzet-Savudrija.*- Magistarski rad, Zajednički studij geologije Sveučilišta u Zagrebu, 118 str.

Vlahović, I. (1999): *Karbonatni facijesi plitkovodnih taložnih sustava od kimeridža do gornjega alba u zapadnoj Istri.*- Disertacija, RGN fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 327 str.

Vlahović, I., Tišljar, J. & Velić, I. (1994): *Influence of synsedimentary tectonics and eustatic changes on deposition of the Cenomanian platform carbonates in Istria (Western Croatia).*- Géologie Méditerranéenne, XXI/3-4, 189-193.

Vlahović, I. Tišljar, J., Velić, I., Fuček, L., Oštrić, N. & Prtoljan, B. (1995): *O podrijetlu i značenju tzv. vapnenačko-dolomitnih breča između donje i gornje krede: primjer Ćićarije.*- 1. hrvatski geološki kongres, Opatija 1995, Knjiga sažetaka, 99, Zagreb.

Vlahović, I., Velić, I., Tišljar, J. & Matičec, D. (1999): *Lithology and origin of Tertiary Jelar Breccia within the framework of tectogenesis of Dinarides.*- U: Harold Reading's IAS Lecture Tour '99 - Croatia, Field-trip Guidebook: Some Carbonate and Clastic Successions of the External Dinarides - Velebit Mt., Island of Rab, Institute of Geology, Faculty of Sciences & Croatian Geological Society, 23-25, Zagreb.

Von der Borch, C. C. (1976a): *Stratigraphy and formation of Holocene dolomite carbonate deposits of the Coorong area, South Australia.*- J. sedim. Petrol., 46, 952-966.

Von der Borch, C. C. (1976b): *Stratigraphy of stromatolite occurrences in carbonate lakes of the Coorong Lagoon area, South Australia.*- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 413-420.

Von der Borch, C. C. & Lock, D. E. (1979): *Geological significance of Coorong dolomites.*- Sedimentology, 26, 813-824.

Walker, R. G. (1975): *Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association.*- Bull. Geol. Soc. Am., 86, 737-748.

Walker, R. G., Duke, W. L. & Leckie, D. A. (1983): *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion.*- Bull. Geol. Soc. Am., 94, 1245-1249.

Walter, L. M. (1986): *Relative efficiency of carbonate dissolution and precipitation during diagenesis: a progress report on the role of solution chemistry.*- U: Gautier, D. L. (ur.): Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis.- Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 38, 1-11.

Walter, M. R. (ur.) (1976a): *Stromatolites.*- Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 750 str.

Walter, M. R. (1976b): *Hot-spring sediments in Yellowstone National Park.*- U: Walter, M. R. (ur.): Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York, 489-498.

Ward, W. C. & Halley. R. B. (1985): *Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Late Pleistocene, northwestern Yucatan Peninsula.*- J. sedim. Petrol., 55, 407-420.

Ward, W. C., Folk, R. L. & Wilson, J. L. (1970): *Blackening of eolianite and caliche adjacent to saline lakes, Isla Mujeres, Quitana Roo, Mexico.*- J. sedim. Petrol., 40/2, 548-555.

Warme, J. E. (1977): *Carbonate borers - their role in reef ecology and preservation.*- U: Frost, S. H., Weiss, P. P. & Sander, J. B. (ur.): Reefs and Related Carbonates: Ecology and Sedimentology. Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geol., 4, 261-279.

West, I. M., Ali, Y. A. & Hilmy, M. E. (1979): *Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt.*- Geology, 7, 354-358.

White, A. H. & Youngs, B. C. (1980): *Cambrian alkali playa - lacustrine sequences in the NE Oflicer Basin, South Australia.*- J. sedim. Petrol., 50, 1279-1286.

Wilson, J. L. (1975): *Carbonate facies in geologic history.*- Springer-Verlag, Berlin, 471 str.

Wilson, J. L. & Jordan, C. (1991): *Middle shelf environment.*- U: Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. (ur.): Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 33, 3. izd., 297-343.

Wilson, R. C. L. (1967): *Particle nomenclature in carbonate sediments.*- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967/68, 498-510.

Wolf, K. H. (1960): *Simplified limestone classification.*- Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 44, 1414-1416.

Wolf, K. H. (1965): *Gradational sedimentary products of calcareous algae.*- Sedimentology, 4, 113-178.

Wood, G. V. & Wolfe, M. J. (1969): *Sabkha cycles in the Arab/Darab Formation of the Trucial Coast of Arabia.*- Sedimentology, 12, 165-191.

Yen, T. F. & Chilingarin, G. V. (ur.) (1976): *Oil-shale.*- Elsevier, Amsterdam, 292 str.

Zamarreño, I., Anadón, P. & Utrilla, R. (1997): *Sedimentology and isotopic composition of Upper Pleistocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain.*- Sedimentology, 44/1, 159-176.

Zempolich, W. G. (1993): *The drowning succession in Jurassic carbonates of the Venetian Alps, Italy: a record of supercontinent breakup, gradual eustatic rise, and eutrophication of shallow-water environments.*- U: Locks, R. G. & Sarg, J. F. (ur.): Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications. Am. Ass. petrol. Geol. Mem., 57, 63-105.

17. Tumač pojmova

A

acicular aragonite, calcite - aragonitni ili kalcitni cement s poput iglica tankim kristalićima orijentiranim okomito na površinu zrna ili stijenke pora.

aeolianites *vidi*: eolianites

aggregate grains - agregirana zrna - karbonatna zrna sastavljena od više nakupljenih i međusobno mikritom ili sparitom vezanih pojedinačnih zrna različitih dimenzija; nastaju sljepljivanjem, životnom djelatnošću alga i biomineralizacijom.

algal ball (algal biscuit) - algalna lopta - nepravilno kuglasto, grudasto ili diskoidalno karbonatno zrno tipa onkoida bez izrazite koncentrične građe, nastalo nakupljanjem, vezivanjem i izlučivanjem karbonata djelatnošću cijanobakterija ili cijanoficejskih alga.

algal lamination - algalna laminacija - sinonim za stromatolitne lamine.

algal lumps - naziv za recentna agregirana karbonatna zrna nepravilnog oblika (*vidi*: aggregate grains).

algal mats - "algalna livada" - stari naziv za cijanobakterijsku livadu, tj. tanku prevlaku cijanobakterijskih nakupina na koju se hvata i lijepi sitni karbonatni talog i tvori stromatolitnu laminu.

algal oncoid - obavijeno zrno - onkoid - nastalo biogenim nakupljanjem karbonata djelatnošću cijanoficejskih ili rodoficejskih alga.

allochem - vodom prenošeno karbonatno zrno nastalo kemijskim i/ili biokemijskim procesima unutar sedimentacijskog prostora.

allodapic limestone - alodapski vapnenac - vapnenački turbidit nastao prijenosom i pretaložavanjem vapnenačkoga detritusa turbiditnim tokom.

anhedral texture - anhedralna struktura - sinonim za ksenotipnu ili alotriomorfnu strukturu koja se odlikuje kristalima bez pravilnih, tj. idiotipnih ili idiomorfnih kontura.

annual varve - godišnje varve - izmjena tankih lamina kao posljedica promjena taloženja zbog godišnjega cikličkoga zagrijavanja i ohlađivanja gornjih dijelova Zemlje. Svaka se pojedina godišnja varva taloži tijekom jednoga godišnjeg doba (primjerice: dijatomitna lamina pri bujnom razvoju dijatomejskih alga u kasno proljeće i rano ljeto, aragonitna lamina tijekom ljeta, a laporovita i/ili glinovita lamina tijekom jeseni i zime).

aragonite compensation depth (ACD) - aragonitna kompenzacijska dubina je dubina iznad koje je morska voda zasićena u odnosu na aragonit pa je moguće njegovo izlučivanje; ispod te dubine voda je podzasićena u odnosu na aragonit, tako da njegovo izlučivanje nije moguće.

avalanche - kamena lavina ili odron kamenja - velika masa stjenskoga kršja (zemlje, mulja ili snijega) koja se odronjava i kreće niz strmu padinu razmjerno velikom brzinom, ponegdje i više stotina km na sat (*vidi*: carbonate rock falls).

B

back-reef - zagreben - plitkomorski okoliš taloženja smješten iza grebena ili grebenske barijere (može se pisati i backreef).

back-reef lagoon - zagrebenska laguna - plitkomorski lagunski okoliš taloženja smješten iza grebena ili grebenske barijere ili unutar grebenske pličine koji je s otvorenim morem povezan samo uskim plitkim prolazom između grebena.

backshore - stražnji žal - na niskim morskim obalama s visokom energijom vode gornji ili unutarnji, blago nagnuti ili prvotno gotovo horizontalni, pretežito vrijeme suhi dio niske obale ili žala (plaže). To je onaj pojas niske obale do kojega morska voda dopire pri visokim plimama ili olujnim valovima, uključivši i kapljice morske vode pri prskanju olujnim valovima, pa sve do crte do koje dopire razina normalnih plima, tj. gornje granice prednjega žala ili *foreshore*-a. Na prostranim pješčanim plažama na obalama otvorenih mora i oceana stražnji je žal od prednjega obično odvojen krijestom prvoga, moru najbližega pješčanoga tijela poznatog pod imenom berm.

backshore dune - dine stražnjega žala - pješčane dine nastale na stražnjem žalu naplavljivanjem pijeska olujnim valovima i plimama i zatim njegovim prenošenjem i pretaloživanjem vjetrovima.

bafflestone - vapnenac biolititnoga tipa sastavljen od fosilnih dendroidnih ili granastih organizama litificiranih na staništu u položaju rasta.

baroque dolomite - sinonim za *saddle dolomite* - poseban strukturni tip krupnokristalastog dolomita, obično ferodolomita, sastavljenog od poput sablje ili sedla svinutih kristala i svinutih pukotina kalavosti. Odlikuje se izrazitim valovitim potamnjenjem, kao posljedicom deformacije kristalne rešetke, i stepeničastom površinom jer se sastoji od više manjih subkristala. Nastaje na većim dubinama prekrivanja uz prisutnost ugljikovodika.

beach - žal ili plaža - naziv za prema moru blago nagnuto, nevezanim pijeskom ili šljunkom pokriveno područje duž obalne crte koje obično ima konkavni oblik i obuhvaća stražnji žal (*backshore*), prednji žal (*foreshore*) i obalno lice ili potopljeni žal (*shoreface*).

beach-rock cementation - *vidi*: beach rocks.

beach-rock environment - okoliš stijena plaža - odlikuje se posebnim načinom cementacije tipa "stijena plaža" (*vidi*: beach rocks).

beach rocks - "stijene plaža" - poseban tip cementacije vapnenačkoga detritusa taloženog na karbonatnim pješčanim plažama u plimnoj i natplimnoj zoni u uvjetima niskih obroka taloženja i suhe klime: oko zrna najprije se izlučuje mikritni, zatim acikularni ili vlaknasti, a na kraju mozaični druzni cement.

beach - barrier island - lagonal system - taložni sustav na visokoenergijskim karbonatnim pješčanim plažama koje sadrže pješčane barijerne otoke i lagune iza njih.

bed-scale cycle - ciklus dimenzija slojeva, odnosno ciklus centimetarsko-metarskih debljina za koji se u skladu s nomenklaturom Vaila et al. (1991) obično koristi naziv parasekvencija.

bedforms - naziv kojim su obuhvaćeni svi slojni oblici ali i oblici sedimentnih tijela (primjerice kosa slojevitost, gradacija, valni riplovi malih dimenzija, foresetovi dina, delte, podmorske lepeze i sl.).

berm - pješčana greda - niska, nekontinuirana, subhorizontalna ili prema kopnu blago nagnuta pješčana greda ili uska pješčana terasa na stražnjemu žalu niskih obala s visokom energijom vode nastala naplavljivanjem pijeska olujnim valovima. Neki pješčani žali imaju jedno ili više takvih pješčanih tijela, a neki su bez njih.

bindstone - vapnenac biolititnoga tipa nastao posredovanjem organizama koji na sebe vežu, lijepe i inkrustiraju karbonatni mulj i sitnozrnasti talog.

biocalcarenite - vapnenac sastavljen od dobro sortiranih bioklasta i/ili skeleta pješčanih dimenzija, tj. promjera pretežito od 0,063-2 mm.

biocalciarenite - sinonim za *biocalcarenite* uobičajen u američkoj terminologiji.

bioerosion - bioerozija - proces razaranja vapnenaca ili vapnenačkih zrna djelatnošću organizama koji buše podlogu na kojoj rastu ili žive; za karbonatne stijene posebno je značajna bioerozija uzrokovana cijanobakterijama, lišajevima, gljivicama i algama koje sudjeluju u stvaranju mikrita i mikritnih ovojnica.

birds eye structure - "struktura ptičjega oka" ili "fenestralna struktura" nastaje cementacijom ili ispunjavanjem internim sedimentom prostora preostalog nakon što su istrunule cijanobakterijske livade ("algalne livade") ili prostora u kojemu su bili nakupljeni mjehurići biogenih plinova kao produkata procesa truljenja organske tvari. Tipična je pojava u ranodijagenetskim dolomitima, stromatolitima i drugim vapnencima taloženim u gornjem plimnom i natplimnom okolišu.

black pebbles - crne valutice - resedimentirani erozijski ostaci crnih vapnenačkih taloga reduktivnih priobalnih močvara, bara i blatišta bogatih organskom tvari i piritom nastalim djelatnošću bakterija koje reduciraju sulfate. U pravilu su pretaložavani u depresije, udubljenja i plimne kanale u periplimnim, posebice plimnim i plitkim potplimnim okolišima.

black pebble breccia - breča s crnim fragmentima (*black pebble* breča) - sadrži crne fragmente dimenzija šljunka (*black pebbles*) preostale od razaranja i pretaloživanja crnih vapnenačkih taloga reduktivnih priobalnih močvara, bara i blatišta bogatih organskom tvari i piritom.

boring porosity - poroznost nastala djelatnošću organizama koji buše podlogu (*vidi*: bioerosion).

botryoidal aragonite cement - posebni morfološki tip cementa u većim šupljinama, posebice u recentnim grebenima, u obliku rozeta sastavljenih od lepezasto raspoređenih, izrazito izduženih vlaknastih euhedralnih aragonitnih kristala, obično sraštenih tako da imaju pseudoheksagonalan oblik.

botryoidal lumps - agregirana ili *grapestone* zrna nastala međusobnim lijepljenjem više sitnih zrnaca tankim površinskim ooidnim ovojem.

boundstone - vapnenac biolititnoga tipa kod kojeg su primarne skeletne komponente litificirane na svojem staništu u položaju rasta ili su pojedini sastojci vezani posredovanjem organizama.

BPHFXM-sequence - BPHFXM-sekvencija ili tempestitna sekvencija - sastoji se od šest jedinica: B = bazalni lag, P = paralelna laminacija, H = humčasta kosa slojevitost, F = *flat*-laminacija simetričnih riplova, X = kosa laminacija i M = madston (*vidi*: tempestites).

breaker zone - zona loma valova (često sinonim za *surf zone*) - obalna zona plitkoga mora na kojoj se valovi pri kretanju prema obali lome; u toj zoni dubina vode postaje manja od polumjera kružnog oscilacijskog kretanja vala pa val dodirne morsko dno, lomi se i ustrmljuje te započinje zapljuskivanje obale (*swash zone*).

breccia porosity - brečasta poroznost - poseban tip interpartikularne poroznosti koja je vezana na pore između fragmenata od kojih je sastavljena breča, bez obzira jesu li to pore unutar matriksa i/ili cementa ili samo neispunjene pore između fragmenata breče.

burial cementation - cementacija na većoj dubini prekrivanja.

burial diagenesis - dijageneza na većoj dubini prekrivanja.

burial dolomitization - dolomitizacija na većoj dubini prekrivanja.

burrow - jazbina - nastaje kopanjem, rovanjem i bušenjem primarno mekanog ili nevezanog taloga u obliku cilindričnih šupljina ili otvora djelatnošću crva muljoždera, školjkaša i drugih invertebrata. U očvrsnutim talozima, tj. stijenama, jazbine se obično nalaze ili na slojnoj površini ili unutar stijene kao dublje ili pliće vertikalne, sinusoidne i kose cilindrične fosilne ispune koje sadrže litificirani pješčano-prahoviti materijal krovinskoga sloja.

burrowing - rovanje i bušenje taloga muljožderima, kopanje jazbina u talogu.

burrowing organisms - organizmi koji ruju i prekopavaju talog i/ili u njemu grade svoje jazbine.

burrowing porosity - bioturbacijska poroznost - nastala djelatnošću organizama koji ruju i prekopavaju talog i/ili u njemu grade svoje jazbine.

C

calcarenaceous sandstone - kalkarenacejski pješčenjak - pješčenjak koji uz prevladavajući udio (>50 %) siliciklastičnoga materijala pješčanih dimenzija sadrži i značajnu količinu (10-49 %) intrabazenskih karbonatnih zrna tipa ooida, onkoida, peleta/peloida, intraklasta, bioklasta i fosila (ljušturica foraminifera, školjkaša i drugih skeletnih zrna) i u pravilu kalcitni cement; po sastavu je to miješana stijena između pješčenjaka i zrnastoga vapnenca (kalkarenita, biokalkarenita ili grejnstona/pekstona). Razlikuje se od širega pojma "vapnenački pješčenjak" (*vidi*: calcareous sandstone).

calcarenite - kalkarenit - zrnasti vapnenac grejnston ili pekston tipa pretežito (>50 %) sastavljen od karbonatnih zrna intrabazenskoga podrijetla dimenzija pijeska (0,063-2 mm), tj. intraklasta, ooida, onkoida i peleta/peloida.

calcareous - kalcitični ili vapnenački - opći termin kojim se označava stijena koja u značajnom udjelu sadrži kalcijski karbonat.

calcareous clay shale - kalcitični ili vapnenački glinoviti šejl - stijena iz skupine šejlova, tj. lisnatih ili tankolaminiranih pelitnih stijena sa značajnim udjelom kalcijsko-karbonatne (vapnenačke) komponente.

calcareous claystone - vapnenački glinjak - stijena iz skupine pelitnih sedimenata pretežito sastavljena od muljevitog siliciklastičnog detritusa sa značajnim udjelom vapnenačke komponente.

calcareous debrites - vapnenački debriti - debriti sastavljeni od kršja ili fragmenata vapnenaca.

calcareous sandstone - kalcitični pješčenjak - opći naziv za pješčenjak, tj. klastičnu sedimentnu stijenu - pretežito sastavljenu od siliciklastičnog materijala koja je bogata vapnenačkom komponentom (20-50 % $CaCO_3$) bez obzira na način postanka i podrijetlo vapnenačke komponente (*vidi*: calclithite i calcarenaceous sandstone). Drugo značenje: pješčenjak pretežito cementiran kalcitom.

calcareous sinter - vapnenački sinter - sinonim za vapnenačku sedru (ali i travertin) u američkoj terminologiji, odnosno *tufa* u talijanskoj terminologiji (*vidi*: tufa).

calcareous sponges - vapnenačke spužve - skelete grade od aragonita, niskomagnezijskog i visokomagnezijskog kalcita.

calciarenite - sinonim za calcarenite uobičajen u američkoj terminologiji.

calcilutit - kalcilutit - vapnenac pretežito sastavljen od vapnenačkoga detritusa lutitnih dimenzija, tj. praha ili silta (0,004-0,063 mm) i gline (<0,004 mm). Usporedi s: calcisiltit, calciarenit i calcirudit.

calcirudit - kalcirudit - sinonim za kalkrudit uobičajen u američkoj terminologiji, tj. vapnenac pretežito (>50%) sastavljen od karbonatnoga detritusa ruditnih dimenzija (>2 mm); česti naziv za vapnenačke breče i vapnenačke konglomerate.

calcisiltit - kalcisiltit - vapnenac pretežito sastavljen od vapnenačkoga detritusa dimenzija praha ili silta (0,004 - 0,063 mm). Usporedi s: calcilutit, calciarenit i calcirudit.

calcite compensation depth (CCD) - kalcitna kompenzacijska dubina je dubina iznad koje je morska voda zasićena u odnosu na kalcit, pa je moguće njegovo izlučivanje; ispod te dubine voda je podzasićena u odnosu na kalcit te nije moguće njegovo izlučivanje.

calclithite - kalklitit - klastična sedimentna stijena - terigeni pješčenjak ili "vapnenački pješčenjak" iz skupine **litičnih arenita** ili **litičnih grauvaka** koji sadrži više od 50% zrna pješčanih dimenzija koja potječu od fizikalno-kemijskog trošenja vapnenaca iz starijih kronostratigrafskih jedinica, tj. ekstrabazenskih zrna pješčanih dimenzija, slično kako je to slučaj kod ekstraformacijskih vapnenačkih konglomerata ili breča pretežito sastavljenih od vapnenačkoga kršja dimenzija >2 mm. Kalklitit nije isto što i kalkarenit (*vidi*: calcarenite) ili kalkarenacejski pješčenjak (*vidi*: calcarenaceous sandstone).

calcrete - sinonim za *caliche* i *duricrust* - vapnenačke pizoidne ili laminirane koraste nakupine nastale u aridnim i semiaridnim područjima procesima intenzivnog otapanja karbonata i snažnog ponovnog izlučivanja (reprecipitacije) kalcita iz porne vode pri njezinom isparavanju iz vapnenačkoga tla, često uz sudjelovanje mikroorganizama i stvaranje mikrokodija.

calcrete ooid - kalkretni ooid - ooid u kalkretnoj kori nastao nakupljanjem karbonatnih lamina pri isparavanjima vlage i porne vode iz vapnenačkoga taloga u aridnim i semiaridnim klimatskim područjima (*vidi*: *calcrete*).

caliche - sinonim za *calcrete* i *duricrust*.

caliche pisoid - karbonatno zrno u kalkretnoj kori koje u sebe uključuje fragmente starijih kalkretnih kora.

calm water shoal - plićak s mirnom vodom - niskoenergijski plićak normalnoga saliniteta.

capillary fringe - kapilarni rub - uska, nepravilna zona iznad razine temeljne vode na prijelazu u donji dio subaerske zone u kojoj su pore zbog kapilarnih sila (kapilarnoga dizanja vode) ispunjene vodom. Sinonim: zone of capillarity.

carbonate particles - karbonatna zrna - opće ime za strukturne sastojke karbonatnih sedimenata, tj. pelete, intraklaste, peloide, ooide, onkoide, kortoide, bioklaste i fosile.

carbonate ramp - karbonatna kosina - posebni tip karbonatne platforme s vrlo blagim nagibom (oko 1°), bez barijernih grebena, ali mjestimice s muljnim humcima i tornjastim grebenima, koja se odlikuje dugotrajnim održavanjem karbonatne sedimentacije pretežito u okolišima od periplimne zone i priobalnih plićaka pod djelovanjem valova pa do dubljega *subtidala*. Po geomorfološkim značajkama karbonatna kosina je slična uvjetima u odobalju - *offshore*-u - sa siliciklastičnom sedimentacijom.

carbonate rockfall - karbonatni odroni - odroni karbonatnog kršja niz strmu padinu koji se kreću slobodnim padom i kotrljanjem pojedinačnih klasta. Sastoje se od loše sortiranog, neorganiziranog karbonatnog detritusa koji se odlikuje klastnom potporom i pojedinačnim većim blokovima - olistolitima. U marinskim okolišima karbonatni se kameni odroni obilnije pojavljuju samo u podnožju strmih podmorskih karbonatnih padina, ponajčešće u podnožju podmorskih kanjona ili jaruga ili na rasjednim brazgotinama. Sedimentna tijela im se pružaju paralelno s padinom, imaju izdužen oblik, a okomito na padinu vrlo malu širinu. Na padinama na kopnu kameni su odroni obično poznati pod imenom sipari, odnosno mjesto akumulacije kao siparište na kojemu nastaju siparišne breče.

carbonate rock fan - karbonatna odronska ili siparišna lepeza - sedimentno tijelo lepezastoga oblika sastavljeno od vapnenačkoga i/ili dolomitnoga kršja u podnožju litica i strmih padina ("pijedmontne zone").

carbonate slope-aprons - karbonatni padinski zastori - akumulacije karbonatnog kršja u obliku tanjih pokrova ili zastora na karbonatnoj padini ili pri njezinom podnožju.

cataclastic breccia - kataklastična breča - breča čiji je detritus nastao kataklaziranjem, tj. mehaničkim pucanjem i drobljenjem stjenske mase pri mehaničkim naprezanjima.

cave pearls - špiljski biseri - karbonatna obavijena zrna nastala u špiljama pri koncentričnom izlučivanju kalcita, rjeđe aragonita, oko neke jezgre.

cave porosity - špiljska poroznost vezana na veće šupljine nastale otapanjem ili korozijom dijelova karbonatnih naslaga.

CCD *vidi*: calcite compensation depth.

chalk - "kreda" ili kredasti vapnenac - mekani, porozni, bijeli ili blijedosivi vapnenački pelagični sediment bez siliciklastičnih primjesa pretežito (90-99 %) sastavljen od sitnih fosilnih ostataka vapnenačkoga nanoplanktona, planktonskih foraminifera i kalcisfera, a preostali dio čine sitni bioklasti amonita, ehinida, spužava, drugih bentosnih organizama i kriptokristalasti kalcitni matriks i/ili cement. Može sadržavati dijagenetske nodule rožnjaka ili pirita.

chalky porosity - kredasta poroznost - posebni tip poroznosti u kredastim vapnencima karakteriziran sitnim porama.

channel fills - ispuna kanala - talog koji je zapunio kanal nastao erozijskim djelovanjem strujnoga toka, plime ili oseke.

channel porosity - kanalna poroznost - poroznost nastala širenjem prslina i pukotina pri otapanju ili koroziji stijene duž pukotinskih sustava.

chicken-wire texture - "bodljikava tekstura" - tipična struktura *sabkha* anhidrita u kojoj su bijele, nepravilne poligonalne nodule anhidrita (ili pseudomorfoze gipsa po anhidritu), promjera od 1 do 5 mm odvojene i utisnute u obliku tankih "šiljaka" u okolni tamni sediment. Važno je obilježje *sabkha* uvjeta, a nastaje pri procesu porfiroblastične rekristalizacije anhidrita.

circumcrust - mikritna kora ili ovojnica nastala po površini karbonatnoga zrna djelatnošću cijanobakterija, lišajeva i gljivica koje buše podlogu na kojoj rastu.

clast-support - klastna potpora - način pakiranja klasta kod kojega klasti imaju zrnsku potporu, tj. međusobno se podupiru jedan o drugi.

clotted micrite - mrvičasti mikrit - mikritni vapnenac sastavljen od velike količine u grudice ili "mrvice" kohezivno povezanog karbonatnog mulja sa sparitnim kalcitom u njihovim međuprostorima (*vidi*: structure grumeleuse). "Mrvice" obično imaju promjer 30 do 150 μm, a nastaju pri sinsedimentacijskom prerađivanju i pretaložavanju mekanog, karbonatnog mulja koji je zbog kohezivnih sila ostao koaguliran u sitne mrvice.

coalification - pougljenjivanje - proces prijelaza biljnih tvari u ugljen, tj. stvaranja ugljena.

coarsening-upward cycles - ciklusi pokrupnjavanja naviše - cikličko taloženje kod kojega, primjerice zbog progradacije ili povećanja energije vode, svaki mlađi član ciklusa sadrži sve krupniji i krupniji detritus.

coarsening-upward sequence - sekvencija pokrupnjavanja naviše - taložna sekvencija kod koje je svaki mlađi član ili taložna jedinica zbog progradacije ili promjena uvjeta taloženja sastavljen od detritusa sa sve većim i većim dimenzijama zrna.

***Collenia* type stromatolite** - stromatolit kolenija tipa ili *Collenia*-stromatolit - morfološki tip stromatolita s vijugavim ili valovito povijenim laminama koje na površini tvore blago izbočene, međusobno bočno povezane polukuglaste tvorevine (*vidi*: LLH-stromatolite).

columnar calcite - kolumnarni kalcit - kalcitni cement sastavljen od subparalelno poredanih, poput stupića izduženih kristala.

columnar stromatolite - kolumnarni ili stupasti stromatoliti sastavljeni od lamina nakupljenih u međusobno odjeljene kupolaste oblike.

concentric oncoid (type C) - koncentrični onkoid ili onkoid tipa C - onkoid sastavljen od više ovoja s jasnim koncentričnim rasporedom oko neke jezgre.

coniatolite - konijatolit - čvrsta, tanka aragonitna kora nastala na rubovima *sabkha* i *supratidalu* u aridnim klimatskim područjima.

coquina - kokina - vapnenac sastavljen od krupnog, loše sortiranog i neabradiranog kršja molusaka, uglavnom školjkaša.

coquinite - kokinit - vapnenac sastavljen od dobro sortiranih i zaobljenih bioklasta molusaka.

cortoid - kortoid - obavijeno zrno nastalo centripetalnom mikritizacijom skeleta ili bioklasta, dakle ne cijanobakterijskim lijepljenjem i hvatanjem mulja po površini zrna nego procesima bušenja podloge.

couplet - genetski povezani parovi lamina nastali pri cikličkom taloženju, primjerice godišnjih ili evaporitnih varva.

creep lobes - klizni lobovi ili režnjevi - sedimentna tijela pri dnu padine nastala akumulacijom mase taloga koja je klizala niz padinu.

cryptalgal limestone - kriptalgalni vapnenac - vapnenac nastao hvatanjem, vezivanjem i izlučivanjem karbonatnoga taloga djelatnošću cijanobakterija (*vidi*: *stromatolit*e).

cyanobacterial mats - cijanobakterijske livade - tanka prevlaka cijanobakterija na koju se hvata i lijepi sitni karbonatni talog i stvara stromatolitnu laminu.

cyanoid - cijanoid - onkoid bez koncentrične građe nastao kalcifikacijom porostromatskih alga.

cyclic sequence - ciklička sekvencija - vertikalni slijed različitih članova koji se ciklički ponavljaju.

D

debris flow - debritni tok ili tok stjenskoga kršja - gravitacijski nekohezivni tok krupnozrnastog detritusa s >4% muljevite komponente. Kreće se niz padinu nagiba >1° i odlikuje se velikom nosivom snagom (*vidi*: debrites).

debris deposits - debritni talozi - talozi nastali zaustavljanjem ili "zamrzavanjem" debritnoga toka obično na padinama ili pri dnu padina. Karbonatni debriti su česti na padinama karbonatnih platformi, predgrebenskim padinama ili u podnožjima strmih obala i hridina. Sastoje se od loše sortiranih klasta i olistolita i muljevitog mikritnog, laporovitog ili glinovitog matriksa.

debrites - debriti - debritni talozi (*vidi*: debris flow i debris deposits).

deeper subtidal - dublji potplimni okoliš (dublji *subtidal*) - morsko područje od plitkoga dijela potplimne zone ili plitkoga *subtidala* (od dubine mora na kojoj prestaju optimalni ekološki uvjeti za rast i razvoj alga, posebice dasikladaceja - obično 10-15, a najviše 30 m), pa do dubine fotičke zone (50-200 m).

dentant cement - zupčasti cement - sinonim za skalenoedrijski cement ili cement zvan "pasji zub" (*dog-tooth cement*) koji se odlikuje nazubljenim, međusobno paralelno poredanim skalenoedrijskim kalcitnim kristalima, nejednake dužine poput zubiju u čeljusti psa. Izlučuje se u meteorskoj zoni i vjerojatno u plimnoj zoni.

depositional cycle - taložni ciklus (*vidi*: cyclic sequence).

desiccation breccia - desikacijska breča - breča nastala kratkim prijenosom i pretaložavanjem plosnatih fragmenata koji potječu od pukotinama isušivanja raspucanih muljevitih karbonatnih taloga. Karakteristična je za periplimne, posebice plimne i natplimne okoliše (*vidi*: edgewise breccia).

desiccation cracks - desikacijske pukotine ili pukotine isušivanja u karbonatnim stijenama nastale naglim gubljenjem vode zbog isparavanja iz muljevitih taloga na plimnoj i natplimnoj zoni, povremenim i kratkotrajnim jezerima, barama i plajama.

desiccation cycle - desikacijski ciklus - ciklus oplićavanja naviše koji završava plimnim ili natplimnim talogom s desikacijskim pukotinama ili desikacijskim brečama.

diagenetical ooid - dijagenetski ooid - ooid nastao dijagenetskim, a ne taložnim procesima, primjerice vadozni ooid, pizoid ili kalkretni ooid (*vidi*: calcrete ooid).

diamictite - dijamiktit - izuzetno loše sortirana stijena nastala akumulacijom detritusa koji potječe od glacijalnih i periglacijalnih procesa, muljnih i debritnih tokova, koji uz krupnozrnasti detritus sadrže i visoki udio muljevitog ili glinovitog matriksa.

dilute lakes - jezera s razrijeđenom vodom - jezera sa stalnim velikim dotokom vode.

dish structure - zdjelasta struktura - primarna sedimentna struktura koja se obično nalazi u sitnozrnastim pješčanim sedimentima obilježena pojavom malih, 4-50 cm dugačkih i nekoliko cm debelih leća ovalno-meniskusnoga ili zdjelastoga oblika, orijentiranih paralelno sa slojnim površinama. Nastaje prekidom pojedinih lamina ili tankih proslojaka pri istiskivanju vode iz taloga uz povijanje i zakretanje rubnih dijelova naviše, tj. u smjeru istiskivanja vode kroz talog.

dog-tooth cement - *vidi*: dentant cement.

dripstone - vapnenačke sige ili cjedine - speleotemski vapnenci nastali u špiljama izlučivanjem karbonata kapanjem vode koja se procjeđuje kroz karbonatne stijene u krovini.

dripstone cement - sinonim za mikrostalaktitni, gravitacijski ili viseći cement - nastaje na svodovima pora iz kapljica vode koje vise na svodu šupljine.

drowned platform - potopljena platforma - karbonatna platforma koja je zbog relativnog ili globalnog rasta morske razine potopljena, tj. dospjela na veću dubinu.

drusy calcite spar - sparitni druzni kalcitni cement sastavljen od bistrih kalcitnih kristala čija se veličina povećava od ruba prema središtu pore.

duricrust - sinonim za kaliće i kalkrete (*vidi*: calcrete).

E

ebb-tidal delta - delta nastala na izlazu rukavca u more povratnim strujama pri osekama (usporedi s *flood delta*).

edgewise breccia - breča s plosnatim fragmentima - breča sastavljena od plosnatih, pločastih ili diskoidalnih fragmenata čije su duže osi koso nagnute u odnosu na slojevitost ili postavljene poprečno (transverzalno) u odnosu na slojnu površinu. Nastaju nakupljanjem plosnatih fragmenata pri jakim jednosmjernim tokovima, obično plimnim strujama ili valovima (*vidi*: desiccation breccia).

elongated columns - oblik izduženih stupastih stromatolita kod kojih su uzdužne osi stupastih oblika orijentirane paralelno sa smjerom naleta valova.

enfacial junction - spajanje rubova tri susjedna kristala kalcitnoga cementa tako da dva kristala u međusobnom kontaktu rastu na ravnoj površini trećega kristala, što nikada nije slučaj kod kalcita nastalog rekristalizacijom.

enterolithic folds - enterolitno boranje - deformacijska struktura u evaporitima nastala zbog naprezanja izazvanih povećanjem volumena (oko 38 %) pri hidrataciji anhidrita u gips i/ili smanjenju volumena pri dehidrataciji gipsa u anhidrit.

eolianites - eolijaniti - dobro litificirana, kalcitnim cementom cementirana sedimentna stijena sastavljena od sitnozrnastog materijala taloženog nakon prijenosa vjetrom; uglavnom su pleistocenske i holocenske starosti. Razlikuju se kvarcni eolijaniti (ako sadrže <50 % $CaCO_3$) i karbonatni eolijaniti (ako sadrže >50 % $CaCO_3$). Obalni karbonatni eolijaniti se u pravilu sastoje od skeleta, bioklasta i ooida te kalcitnoga cementa. Pretežiti dio materijala obalnih eolijanita potječe iz mora i obično je na obalu naplavljen valovima, poglavito kao obalne dine, ili je ostao nakon povlačenja mora u regresivnoj fazi, a zatim je duž obale premještan vjetrom i miješan s drugim eolskim materijalom. Kao cement karbonatnih eolijanita, s obzirom da se cementacija pretežito zbivala u meteorskoj vadoznoj zoni, najčešće se pojavljuje meniskusni i mikrostalaktitni niskomagnezijski kalcitni cement, a oko bioklasta bodljikaša još i sintaksijalni obrubni kalcitni cement.

epeiric platform - epeirička ili epikontinentalna platforma - karbonatna platforma u epikontinentalnim morima.

epeiric sea - epeiričko more - epikontinentalno more, tj. zatvoreno more unutar kontinenta (npr. Jadransko more) ili između dva kontinenta (npr. Mrtvo more).

epifauna - životinje koje, za razliku od infaune, radije

obitavaju na površini taloga na morskome dnu nego li u samome talogu (usporedi s infauna).

equant sparry calcite cement - izometrični sparitni kalcitni cement - sastavljen od bistrih kalcitnih kristala približno podjednake veličine i oblika. Karakterističan je za meteorsku dijagenetsku zonu, a nastaje i na većim dubinama prekrivanja.

equigranular - izometrični - svi ili većina kristala ima iste ili približno jednake dimenzije.

erosional scars - erozijski ožiljak ili brazgotina nastala erozijskim deranjem taloga na padini (*vidi*: slope scar fill).

euhedral - euhedralni ili idiomorfni - svi ili većina kristala ima pravilne ili idiomorfne kristalne konture.

eulittoral - eulitoral - plitkomorska zona između najniže razine oseke i razine visokih plima. Sinonim za *intertidal*.

evaporite pumping - evaporitno crpljenje - proces usisavanja vode iz saline ili lagune u okolni talog zbog snažnog isparavanja porne vode iz taloga i na taj način stvorenog podtlaka u njegovim porama.

F

fairweather wave base - osnovica valova lijepa vremena - dubina do koje je vodena masa tijekom lijepa vremena izložena utjecaju valova. Na morskome dnu koje se nalazi pliće od nje talozi su i tijekom lijepa vremena pod utjecajem valova.

fecal pellets - fekalni peleti - kuglasta do elipsoidalna karbonatna zrnca fekalnoga podrijetla nastala u probavnom traktu muljoždernih organizama, tj. organizama koji se hrane muljem.

fenestral porosity - fenestralna poroznost - izdužene ili nepravilne pore nastale truljenjem cijanobakterijskih nakupina kao i nakupljanjem plinova koji potječu od procesa truljenja organske tvari. Značajka je plimnih i natplimnih taloga.

fibrous-to-bladed circumgranular crust cement - cirkumgranularni korasti vlaknasti cement - sinonim za fibrozni ili vlaknasti aragonitni ili kalcitni cement koji se po površini zrna izlučuje u plitkomorskom marinskom dijagenetskom području, plimnim zonama i prudovima, i tvori "stijene plaža" (*vidi*: beach rocks).

field-scale cycles - ciklusi terenskih dimenzija - ciklusi s decimetarsko-metarskim debljinama koji se najčešće zapažaju na izdancima karbonatnih stijena, u pravilu pripadaju ciklusima ili parasekvencijama trećega (trajanja od 1-10 milijuna godina) i četvrtoga reda (trajanja od 100 tisuća do milijun godina).

fining-upward cycles - ciklusi positnjavanja naviše - cikličko taloženje kod kojega, primjerice zbog postupnog smanjivanja energije vode ili relativnog porasta morske razine, svaki mlađi član ciklusa sadrži sve sitniji i sitniji detritus.

fining-upward parasequences - parasekvencije positnjavanja naviše - sinonim za *fining-upward cycles*, tj. ciklluse trećeg do petog reda koji se u skladu s nomenklaturom Vaila et al. (1991) nazivaju parasekvencije.

fitting - fiting ili uređenost - međusobni odnos i raspored susjednih odlomaka i stupanj podudarnosti njihovih kontura.

flat-bedding - flat-slojevitost ili "ravna" slojevitost - tip unutarnje slojevitosti koja se naviše odlikuje svim međusobnim postupnim prijelazima od horizontalne, preko subhorizontalne u blago kose laminacije bez jasno definiranog kritičnog kuta između kosih i horizontalnih lamina.

flat pebble conglomerate - konglomerat s plosnatim valuticama - konglomerat koji sadrži izrazito plosnate ili tankopločaste valutice nastale zaobljavanjem bridova i uglova vrlo tankih plosnatih fragmenata. Takvi fragmenti obično potječu od pretaložavanja pukotinama isušivanja ispucanih muljevitih taloga ili od po površinama laminacije raspadnutih plimnih ili periplimnih tankolaminiranih taloga.

floatstone - floutston - vapnenac koji sadrži više od 10% zrna promjera >2 mm i mikritni matriks (najčešće ima matriksnu potporu).

flood delta - *vidi*: flood-tidal delta.

flood-tidal delta - plimna delta - delta na ušću plimnoga rukavca u lagunu ili zaštićeni plićak nastala akumulacijom detritusa prenošenog plimnim strujama od mora prema obali.

fluidized flows - fluidizacijski tokovi - gravitacijski tokovi nastali pri istiskivanju fluida iz taloga, tj. strujanjem porne vode naviše zbog istiskivanja tlakom nadslojeva pri porastu dubine prekrivanja.

flute casts - tragovi tečenja - jezičasta izbočenja na donjim slojnim površinama nastala ispunjavanjem udubljenja na muljevitom dnu koja je na dnu stvorio neki tok koji je imao turbulenciju i erozijsku snagu.

fore-reef (forereef) - predgeben - visokoenergijski okoliš taloženja na prednjoj, otvorenom moru okrenutoj strani organogenog grebena ili grebenskog kompleksa; mjestimice na strmoj padini sadrži velike količine grebenskoga kršja.

fore-reef slope - predgrebenska padina - strmo nagnuta padina na prednjoj, moru okrenutoj strani organogenoga grebena. U gornjemu dijelu obično sadrži veli-

ke količine krupnozrnastog grebenskog kršja i blokova.

foreset - foreset (prednji set) - sustav kosih lamina ili kosih slojeva s nagibom u smjeru kretanja vode ili vjetra.

foreshore - prednji žal - donja ili vanjska, postupno prema moru blago nagnuta zona obale ili žala (plaže) koja se na niskim obalama s visokom energijom vode nalazi između srednje razine plime i srednje razine oseke, odnosno proteže se od stražnjega žala (*backshore*) pa do početka obalnoga lica (*shoreface*). Na prostranim pješčanim plažama na obalama otvorenih mora i oceana prednji žal je od stražnjega žala obično odvojen krijestom prvoga, moru najbližega, pješčanoga tijela poznatog pod imenom berm. U niskoenergijskim okolišima ta je zona poznata kao plimna zona ili *intertidal*, odnosno u slučaju da zauzima veliku površinu, zajedno s natplimnom zonom (*supratidal*) kao plimna ravnica (*tidal flat*).

fracture porosity - prslinska poroznost - pore nastale tektonskim pucanjem i drobljenjem stijena.

frame-built reef - skeletni greben - organogena grebenska tvorevina izgrađena od kolonija grebenotvornih organizama čiji skeleti izgrađuju krutu, prema djelatnosti valova otpornu i reljefno izdignutu konstrukciju, odnosno skeletnu rešetku (*vidi*: skeletal reef).

framestone - frejmston - biolititni vapnenac sastavljen od grebenotvornih organizama koji tvore skeletnu rešetku (*vidi*: frame-built reef).

framework - skeletna rešetka - organogena grebenska tvorevina čija je konstrukcija i nosivost uvjetovana međusobnim rasporedom skeleta grebenotvoraca (*vidi*: skeletal reef).

framework porosity - poroznost skeletne rešetke - porni prostori između skeletne rešetke grebenotvoraca.

freezing - "smrzavanje" - opći naziv kojim se označava "smrzavanje", odnosno naglo zaustavljanje kretanja, primjerice detritusa u debritnom ili turbiditnom toku.

G

globigerina ooze - globigerinski muljevi - vapnenački muljevi koji sadrže značajni udio ljušturica globigerinskih foraminifera, ali i drugih rodova planktonskih foraminifera i kokolitnih nanoplanktonskih organizama.

grain flow - zrnski tok - gravitacijski tok zrna uvjetovan mehanizmom međusobnog djelovanja zrna na zrno pri disperznom tlaku pornoga fluida (u pravilu u pješčanim talozima na padinama nagiba >18°).

grain-support - zrnska potpora - način slaganja zrna pri kojemu su zrna pakirana tako da imaju međusobnu potporu, tj. jedno zrno se oslanja na drugo.

grainstone - grejnston - zrnasti vapnenac (npr. intrasparit, oosparit, pelsparit) sastavljen od zrna koja imaju zrnsku potporu, a u čijim je intergranularnim ili međuzrnskim porama izlučen neki od tipova kalcitnoga ili aragonitnoga cementa.

granular cement - zrnasti cement - sinonim za poseban tip druznog ili mozaičnog cementa koji se sastoji od kalcitnih kristala približno podjednakih veličina.

grapestone - grozdasto zrno - agregirano karbonatno zrno sastavljeno od više međusobno sljepljenih kuglastih manjih zrna koja izgledaju kao bobice grožđa (*grape* = grožđe).

gravity flow - gravitacijski tok - tok sedimenata koji se pod djelovanje sile teže kreću niz padinu, pri čemu takav materijal sadrži različite količine vode koja pospješuje njegovo kretanje niz blago nagnutu padinu. Na temelju mehanizama podržavanja zrna u toku gravitacijski se tokovi dijele na debritne tokove, turbiditne struje male i velike gustoće, zrnske, fluidizacijske i likvefakcijske tokove. Sinonim: mass flow.

gutter-custs - erozijski žljebovi - granasti izduženi hrptovi nastali ispunjavanjem žljebastih udubljenja stvorenih erozijom na muljevitom dnu na kontaktu donjeg muljevitog i gornjeg pješčanog sloja; u poprečnom presjeku imaju oblik slova U ili V.

gypsum mush - gipsna kaša - smjesa kristala gipsa i karbonatnoga mulja slična sitnim kristalima leda u sladoledu, koja se izlučuje na rubovima *sabkha* i na plimnim ravnicama u prijelaznoj zoni između *intertidala* i *supratidala* u područjima sa suhom klimom (godišnje oborine manje od 20 mm).

H

half-moon ooid - ooid oblika polumjeseca - ooid koji zbog asimetričnoga rasta ovoja ima oblik sličan polumjesecu.

hardground - tvrdo dno - površinska zona taloga na morskome dnu, debljine obično nekoliko centimetara ili desetaka centimetara, koja je brzo litificirana tako da tvori tvrdu površinu obično intenzivno bioturbiranu prije same litifikacije. Do brze litifikacije u pravilu dolazi inkrustacijama posredstvom organizama zbog brze mineralizacije (impregnacija getitom, limonitom, glaukonitom ili fosforitom) ili zbog brze cementacije pri malim obrocima taloženja u uvjetima jakih morskih struja (obično u obliku izopahnog vlaknastog obrubnog kalcitnog cementa). Tvrda dna obilježavaju područja s malim obrocima taloženja ili prekide

taloženja, tako da čine sedimentološke i stratigrafske diskontinuitete.

HCS - *vidi*: hummocky cross-stratification.

herring-bone cross-bedding - kosa slojevitost tipa riblje kosti - oblik planarne kose slojevitosti kod koje su dva susjedna planarna seta kosih lamina nagnuta u suprotnim smjerovima jer su nastala pri promjenama smjera strujanja vode, primjerice kod izmjene plime i oseke.

high-magnesian calcite - visokomagnezijski kalcit - kalcit koji sadrži od 4 do 28 molarnih postotaka izomorfno primješanog $MgCO_3$ i obično se pojavljuje u vlaknastom ili mikritnom obliku.

highstand - visoka razina mora - *vidi*: highstand system tract (HST).

highstand system tract (HST) - sistemski trakt visoke razine - uspostavlja se pri maksimumu porasta morske razine unutar krivulje relativnih promjena morske razine.

HST - *vidi*: highstand system tract.

hummocky cross-stratification (HCS) - humčasta kosa slojevitost - odlikuje se valovito humčastim ili brežuljkastim setovima kosih lamina u izmjeni s konkavno i konveksno povijenim oblicima. Najvažniji je kriterij za prepoznavanje olujnih sedimenta ili tempestita nastalih između osnovice valova lijepa i olujna vremena.

hypidiotopic texture - hipidiotipna struktura - sinonim za hipidiomorfnu strukturu koja se odlikuje kristalima s djelomice pravilnim, idiotipnim ili idiomorfnim konturama, dakle kristalima koji se po obliku nalaze između potpuno pravilnih (idiotipnih) i potpuno nepravilnih (ksenotipnih).

I

idiotopic texture - idiotipna struktura - sinonim za idiomorfnu strukturu koja se odlikuje kristalima s pravilnim, idiotipnim ili idiomorfnim konturama.

imbrication - imbrikacija - slaganje ili pakiranje izduženih i plosnatih valutica u odnosu na smjer strujanja vode tako da su svojom dužom osi orijentirane paralelno sa smjerom toka i blago nagnute u suprotnom smjeru od smjera toka.

inequigranular - neekvidimenzionalno - kristalna zrna različitih dimenzija, odnosno nejednolično velika ili neekvidimenzionalna zrna.

infauna - životinje koje radije žive unutar taloga nego na samoj površini dna.

inner platform - unutarnji dio karbonatne platforme - obuhvaća plićake u plitkomorskom području s pretežito niskom energijom vode na prostranom području od obalne crte pa do dubine od 50-200 m (= granica fotičke zone), tj. periplimne okoliše, plimne ravnice, lagune, zaljeve, zaštićene plićake i potplimnu zonu (*subtidal*) sve do ruba platforme ili vanjskoga šelfa sa ili bez grebenskoga kompleksa. Umjesto naziva inner platform u američkoj je literaturi uobičajeni naziv inner shelf ili middle shelf. Usporedi s middle shelf.

inner shelf - unutarnji šelf - uglavnom američki termin kojim se podrazumijevaju okoliši unutar kontinentalnoga šelfa izloženi djelovanju priobalnih (*nearshore*) procesa - plima, oseka i valova. Obuhvaća morsko područje natplimne zone (*supratidal* i/ili *backshore*) i plimne zone (*intertidal* i/ili *foreshore*) pa do osnovice valova, obično dubine od 50-200 m, gdje se nalazi gornja granica vanjskoga šelfa (*vidi*: nearshore i offshore). Usporedi s inner platform.

intertidal - plimna zona ili *intertidal* - ravno ili blago nagnuto područje između razine oseke i srednje razine plime (do razine normalnih plima), na karbonatnim platformama i niskoenergijskim obalama s blagim nagibom i niskim reljefom.

intertidal flat - plimna ili *intertidalna* ravnica (*vidi*: tidal flat).

inverted oncoid (type I) - onkoid tipa I ("obrnuti onkoid") - onkoid s povremenim prevrtanjem i rastom ovoja samo na gornjoj strani zrna.

isopachous fringe of acicular aragonite - izopahni obrub acikularnog aragonita - vlaknasti ili fibrozni cement po površini zrna ili stijenkama pora sastavljen od igličastih aragonitnih kristala podjednakih dužina.

isopachous layers - izopahni slojevi (*vidi*: isopachous fringe of acicular aragonite).

K

knoll reef - zvonasti greben - biohermalne izolirane, zvonasto ispupčene brežuljkaste i neravne grebenske tvorevine visine do 100 m, obično u bazi manje-više nepravilno-kružnog presjeka. Okružene su različitim sedimentima, a u pravilu se nalaze na padini platformnoga ruba ili obrubljenoga šelfa.

Kohout thermal convection - Kohoutova termalna konvekcija - proces kojim zbog razlike u toplini hladna morska voda iz većih morskih dubina cirkulira kroz vapnence na rubu platforme u čijim se porama nalazi toplija voda.

L

laterally linked hemispheroids (LLH) - bočno povezani polukuglasti LLH-stromatoliti ili *Collenia*-stromatoliti - morfološki tip stromatolita s vijugavim ili valovito povijenim laminama koje na površini tvore blago izbočene, međusobno bočno povezane polukuglaste tvorevine.

limpid dolomite - prozirni dolomit - kao staklo proziran dolomitni cement, tipičan je produkt dolomitizacije u miješanoj zoni morske i slatke temeljne vode.

loferite - loferit - vapnenci i/ili dolomiti s fenestralnom građom koji se unutar ciklički taloženih karbonatnih stijena "trijaske dahštajnske formacije" pojavljuju kao članovi "loferskih ciklusa".

longshore currents - struje duž obalne crte - morske ili oceanske struje uzrokovane približavanjem valova pod nekim kutom prema obali. Kreću se uz samu obalu ili blizu nje usporedno s obalnom crtom. Sinonim: littoral currents, littoral drift.

low-magnesian calcite - niskomagnezijski kalcit - kalcit koji sadrži <4 molarnih postotaka izomorfno primješanog $MgCO_3$.

lower intertidal - niži dio plimne zone ili donji *intertidal* - dio plimne zone koji je uglavnom poplavljen morem osim vrlo kratka vremena pri najnižoj oseki (*vidi*: intertidal).

lower shoreface - niži dio obalnoga lica ili potopljenoga žala (*vidi*: shoreface).

lower-slope apron - zastor donjega dijela padine - razmjerno tanki ali prostrani oblik akumulacije detritusa u donjem dijelu padine (*vidi*: slope apron).

lowstand - nisko stanje morske razine (*vidi*: lowstand system tract).

lowstand fan (LSF) - lepeza niskoga stanja morske razine - sedimentno tijelo lepezastoga oblika na padini platforme ili šelfa ispod morske razine, nastalo erozijom ruba platforme pri niskom stanju morske razine.

lowstand system tract (LST) - sistemski trakt niske razine - uspostavlja se pri najnižoj razini unutar krivulje relativnih promjena morske razine.

lowstand wedge (LSW) - klin niskoga stanja morske razine - sedimentno tijelo klinastoga oblika nastalo akumulacijom krupnozrnastog detritusa na padini tijekom niske razine mora.

LST - *vidi*: lowstand system tract.

lunate dune - polumjesečaste dine - dine nastale na potopljenom žalu (*shoreface*) s visokom energijom vode koje imaju oblik polumjeseca s rogovima okrenutim prema obali.

lysocline - lizoklina - granično područje neposredno iznad kalcitne kompenzacijske dubine (CCD) u kome se pri jednoličnom porastu dubine od linearnog povećanja topljivost kalcita naglo povećava i na taj način drastično mijenja karakter krivulje topljivosti kalcita.

M

macrocrystalline texture - makrokristalasta struktura - većina ili svi kristali imaju dimenzije veće od 0,1 mm.

macro-scale sequence - megasekvencija - taložna sekvencija velike debljine (100 i više metara) nastala dugotrajnim taloženjem reda veličine 10 do 100 i više milijuna godina (= ciklus drugoga i/ili prvoga reda).

macrocycles - makrociklus (*vidi*: macro-scale sequence).

macrosequences - megasekvencija (*vidi*: macro-scale sequence).

macrotidal - makroplimno područje - razlika između razine oseke i razine plime >4 m.

main storm deposition - taloženje tijekom glavnine olujnog nevremena.

marlit - lapornjak - lapor u kome su dijagenetskim procesima na većim dubinama prekrivanja minerali glina izmjenjeni u hidrotinjce i klorit.

marlstone - sinonim za marlit - lapornjak.

marly limestone - "laporoviti vapnenac" - neodgovarajući i loše korišten termin (terenski naziv) za glinoviti vapnenac: "laporoviti vapnenac" označava stupanj litifikacije vapnenaca koji je zbog sadržaja gline nije potpuno čvrsta stijena ali bi "laporoviti vapnenac" po sastavu bio vapnenac sastavljen od gline i kalcita (laporovita komponenta) i kalcita (vapnenačka komponenta), tj. smjesa dviju stijena, a ne mineralni agregat.

mass flow - maseni tok - kretanje mase nevezanih sedimenata pomiješanih s vodom niz blago nagnutu padinu zbog sile teže; *vidi*: gravity flow, debris flow.

matrix support - matriksna potpora - način slaganja zrna kod kojega su zrna pakirana tako da nemaju međusobnu potporu - zrna se ne oslanjaju jedna na drugo već se između njih nalazi matriks (zrna "plivaju" u matriksu jer su bila prenošena i taložena zajedno s njim).

maximum flooding surface (mfs) - površina maksimalnog preplavljivanja - površina poplavljena morem pri najvišoj morskoj razini tijekom maksimuma transgresije.

megaslump - megaslamp - slamp velikih dimenzija.

megaripples - megariplovi - stari naziv ili sinonim za subakvatske dine - pješčana sedimentna tijela tipa riplova s razmakom riplova do 20 m i visinom riplova do 1,5 m (*vidi*: subaqueous dune).

mesotidal - mezoplimno područje sa srednje visokom plimom - razlika između oseke i plime između 2 i 4 m.

micrite - mikrit - vapnenac sastavljen od karbonatnog mulja čije čestice imaju dimenzije <0,03 mm, tj. manje od debljine mikroskopskog izbruska (prvobitno prema Folku <4 μm).

micrite envelope - mikritna ovojnica - tanki mikritni rub oko karbonatnog zrna nastao mikritizacijom (*vidi*: micritization).

micritization - mikritizacija - proces razgrađivanja primarne strukture karbonatnih zrna i stvaranja guste mikritne mase djelatnošću cijanobakterija, alga, lišajeva i gljivica koje buše podlogu na kojoj rastu.

microcoquina - mikrokokina - vapnenac pretežito sastavljen od sitnog (<2 mm), za razliku od mikrokokinita slabo sortiranog i nezaobljenog kršja - bioklasta - ljuštura molusaka.

microcoquinite - mikrokokinit - vapnenac pretežito sastavljen od sitnog (<2 mm), za razliku od mikrokokine dobro sortiranog kršja - bioklasta - ljuštura molusaka.

microcrystalline texture - mikrokristalasta struktura - većina ili svi kristali imaju mikroskopske dimenzije, tj. od 0,01-0,1 mm.

microkarst structure - okršavanje mikroskopskih dimenzija vidljivo u mikroskopskom izbrusku.

microsinter cement - mikrosinterski cement - sinonim za mikrostalaktitni ili gravitacijski cement, tj. koraste nakupine kalcita na svodovima šupljina nastale izlučivanjem kalcita iz kapljica i filmova vode koje vise na svodu šupljina slično kao što je slučaj kod postanka stalaktita u špiljama.

microtidal - mikroplimna obala - područje s niskom plimom, tj. s porastom plimne razine za manje od 2 m u odnosu na razinu oseke.

middle shelf - srednji šelf - morski okoliši na prostranome središnjem dijelu "šelfa" ili unutarnjega dijela karbonatne platforme s normalnim salinitetom i općenito vodom s dovoljno kisika u područjima sa suptropskom i tropskom klimom s temperaturama između 10 i 30°C. Dubina mora na srednjem šelfu obično iznosi od desetak metara pa sve do donje granice fotičke zone (= dubina 50-200 m). Mnogi autori ne izdvajaju middle shelf jer koriste samo naziv inner shelf ili inner platform. Umjesto naziva middle shelf u novijoj se sedimentološkoj literaturi obično koriste nazivi dublji *subtidal* (*deeper subtidal*) ili unutarnji dio karbonatne platforme (*inner platform*).

mixing zone dolomitization - dolomitizacija u miješanoj zoni morske i slatke vode - proces dolomitizacije koji se zbiva u ranodijagenetskoj ili prijelaznoj fazi od rane u kasnu dijagenetsku fazu, pa i u kasnodijagenetskoj fazi. Naime, miješana slatka i morska voda (s 5-50% morske vode) prezasićena je i u odnosu na kalcit i u odnosu na dolomit, za razliku od normalne morske vode koja je prezasićena u odnosu na kalcit a podzasićena u odnosu na dolomit. Također, zbog prisutnosti meteorske vode bitno je smanjena hidratacija Mg-iona, a prevladane su i kinetičke smetnje izlučivanju dolomita prisutne u morskoj vodi normalnoga saliniteta.

moldic porosity - moldička ili kalupna poroznost - pore nastale otapanjem zrna ili skeleta uz zadržavanje kontura ili kalupa otopljenih zrna i/ili skeleta.

mud cracks - pukotine isušivanja u muljevitim talozima - pukotine poligonalnih oblika nastale pri isušivanju muljevitih taloga.

mud flat - muljna ravnica - niski zaravnjeni dio plimne ravnice s taloženjem muljevitog sedimenta.

mud flow deposit - talog muljnoga toka - muljeviti sediment nastao akumulacijom iz muljnoga toka, tj. kretanja smjese zrna, mulja i vode niz blagu padinu zbog sile teže. Ako takva masa sadrži i krupnozrnasti detritus onda je to *mass flow deposit* ili *debris flow*. Često se piše i kao *mudflow deposit*.

mud mound - muljni humak - posebna vrsta manjeg ili većeg sedimentnog tijela pretežito sastavljenog od vapnenačkoga mulja unutar kojega se nalaze zone ili džepovi s *in situ* litificiranim skeletima organizama. Nakupljanje i stabiliziranje karbonatnoga mulja na dnu u najvećoj su mjeri vezani na djelatnost mikrobakterija i rast biljaka, a ponegdje i briozoja. Muljni humci obično nastaju na blagim padinama karbonatnih platforma ili rampa u niskoenergijskim, mirnim zagrebenskim lagunama.

mud pebble - muljevita valutica - kuglasti, elipsoidalni ili diskoidalni klast nastao pretaložavanjem polulitificiranog, još mekanog karbonatnog mulja.

mud-support - muljna potpora - način slaganja zrna kod kojega su zrna pakirana tako da nemaju međusobnu potporu - zrna se ne oslanjaju jedna na drugo već se između njih nalazi muljeviti matriks (zrna "plivaju" u mulju jer su bila prenošena i taložena zajedno s njim).

mud-pebble conglomerate - konglomerat s muljevitim valuticama - sastoji se od muljevitih valutica nastalih razaranjem i pretaložavanjem još nepotpuno litificiranog muljevitog karbonatnog taloga zbog povećanja energije vode, plimnih struja ili djelovanja valova.

mudstone - madston - vapnenac sastavljen od karbonatnog mulja s manje od 10% zrna.

N

neoformation - neomorfizam - tvorba novih na račun postojećih minerala - sinonim za rekristalizaciju ali i autigenezu.

O

offlap - regresivno prekrivanje taloga (suprotni pojam od *onlap*) - progresivna regresija pri kojoj se, uglavnom u plićacima karbonatne platforme ili *offshore*-a, talože naslage tvoreći vertikalni slijed u kojem svaka pojedina mlađa jedinica leži preko starije jedinice ali s manjom bočnom rasprostranjenošću. Na taj način rubni, obali bliži (tj. u plićem području taloženi) dijelovi prethodne (starije) jedinice ostaju nepokriveni mlađom jedinicom. To je, dakle, taložni sustav s postupnim bočnim smanjivanjem taložnoga prostora i širenjem kopna zbog snižavanja morske razine.

offshore - morsko odobalje (suprotni pojam od *onshore*) - označava morsko područje udaljeno od obale koje obuhvaća razmjerno zaravnjenu plitkomorsku zonu različite širine, dubine u pravilu veće od 10 m, koja se proteže od zone loma valova (*breaker zone*) pa sve do vanjskoga, moru okrenutoga dijela ruba kontinentalnog šelfa. *Offshore* ili morsko odobalje se u odnosu na *inshore*, *nearshore* ili *shoreface* proteže prema moru, a ne prema obali (*vidi*: nearshore).

offshore transition zone - prijelazna obalna zona - blago nagnuta površina morskoga dna visokoenergijskog plićaka ispod osnovice valova lijepa vremena (*shoreface)* i iznad osnovice valova olujna vremena (*offshore*).

oil shale - naftni šejl - lisnata ili laminirana pelitna, laporovita, marlitna ili mikritna stijena bogata kerogenom i/ili naftom (stari naziv "naftni škriljavac").

oil source rocks - naftne matične stijene.

onlap - transgresivno prekrivanje (suprotni pojam od *offlap*) - postupno prekrivanje sedimenata obilježeno pravilnim i progresivnim napredovanjem mlađih taložnih jedinica sve dalje od ruba platforme (ili od nekadašnje obalne crte) prema kopnu zbog širenja taložnoga prostora. Prethodno taložene jedinice stalno se transgresivno prekrivaju novim, mlađim jedinicama, tako da svaka nova jedinica ima bočno sve veću rasprostranjenost na neravnoj ili blago nagnutoj podinskoj graničnoj površini (= retrogradacijski taložni slijed).

onlapping transgressive system - retrogradacijski sustav transgresivnog prekrivanja izronjenih dijelova karbonatne platforme pri potapanju marinskim talozima zbog relativnog porasta morske razine.

ooid bars - ooidni prudovi - prudovi ooidnih pijesaka.

ooid shoals - ooidni plićaci - plićaci s velikom količinom ooidnih pijesaka.

oomoldic ooid - oomoldički ooid - ooid koji na mjestu otopljenog ovoja i/ili jezgre sadrži šupljinu u obliku njihovog kalupa.

oozes - muljevi - skupno ime za sitnozrnaste pelagične muljevite taloge pretežito sastavljene od planktonskih mikroorganizama.

open marine - okoliši otvorenoga mora - obuhvaćaju morske okoliše do dubine fotičke zone s pretežito visokom energijom na vanjskom šelfu ili vanjskom dijelu karbonatne platforme. Sinonimi su *outer shelf* i *outer platform*.

orthochems - ortokemi - Folkov naziv za karbonatna zrna (ooide, pelete, intraklaste, bioklaste i fosile) prije taloženja prenošena morskim strujama i valovima.

outer platform - vanjski dio karbonatne platforme - okoliši na vanjskom dijelu karbonatne platforme sa značajkama otvorenoga mora (*open marine*), koji obuhvaćaju visokoenergijske plićake grebenskoga kompleksa, ili, ako nema organogenih grebena, karbonatna pješčana tijela i pješčane barijere na rubu platforme, kao i plićake na gornjem dijelu platformne padine do granice fotičke zone. Usporedi s outer shelf.

outer shelf - vanjski šelf - američki sinonim za *outer platform*.

P

packing - pakiranje - način slaganja zrna i komponenata u sedimentu.

packstone - pekston - vapnenac sastavljen od zrna koja imaju zrnsku potporu u čijim se međuzrnskim porama nalazi mikritni matriks.

paleokarstification - pradavno okršavanje (paleookršavanje) - okršavanje koje se zbivalo tijekom geološke prošlosti u kopnenim fazama (emerzijama).

paleosoil - pradavno tlo, paleotlo - tlo nastalo tijekom kopnene faze u geološkoj prošlosti.

patch reef - krpasti greben - pojedinačna grebenska tvorevina nepravilnog ("krpastog") oblika nastala u plitkom unutarnjem dijelu zaštićenih plićaka, laguna i zaštićenih grebenskih laguna iza velikih grebenskih barijera. U dubljim lagunama mogu se brzim rastom grebenskih organizama razviti u visoki, pelagičnim vapnencima okruženi tornjasti greben (*vidi*: pinnacle reef).

pelagic - pelagični ili pučinski - termin kojim se označavaju uvjeti otvorenoga mora ili pučinski uvjeti bez jasne definicije ili označavanja dubine mora.

pelagic ooid - pelagični ooid - mikritni ooid nastao mehaničkim nakupljanjem mulja ili hvatanjem i nakupljanjem sitnih planktonskih čestica na sluzave cjevčice cijanoficeja koje su rasle po površini nekog zrna, tj. jezgre ooida i bušile podlogu.

peletoid - karbonatno zrnce poluzaobljenih kontura, mikritne unutarnje građe, nastalo rekristalizacijskim procesima iz bioklasta i ooida.

peritidal carbonates - periplimni ili *peritidalni* karbonati - zajedničko ime za karbonatne sedimente taložene u niskoenergijskim potplimnim, plimnim i natplimnim okolišima i plimnim ravnicama unutarnjega dijela karbonatne platforme.

peritidal environments - periplimni okoliši - zajedničko ime za niskoenergijske potplimne, plimne i natplimne okoliše i plimne ravnice unutarnjega dijela karbonatne platforme.

perireefal facies - prigrebenski facijes - obuhvaća sedimente taložene na grebenskoj pličini, u zagrebenskoj laguni, predgrebenskom i zagrebenskom okolišu.

pinnacle reef - tornjasti greben - visoki, izolirani, po površini mali, poput tornja stršeći organogeni (obično koraljni) greben strmih strana nastao pri brzom vertikalnom rastu grebenotvornih organizama. Obično je razvijen unutar lagune, atolske lagune ili na rubu platforme ili rampe prema otvorenom moru, pučini ili pelagijalu. Sinonimi: coral pinnacle, reef pinnacle.

pisoid - pizoidni ooid - obavijeno zrno nastalo u vadoznoj zoni ili kalkretnoj kori izlučivanjem kalcita iz pornih voda pri isušivanju taloga ili snažnom isparavanju porne vode bogate Ca-hidrogenkarbonatom.

playa - plaja - zaravnjeno područje zatvorenog plitkog, nestalnog, slanog jezera iz kojeg je u uvjetima aridne i semiaridne klime isparavanjem nestala jezerska voda.

poikilotopic calcite spar - pojkilotopni sparitni kalcitni cement - vrsta druznog ili mozaičnog kalcitnog cementa sastavljenog od velikih kristala kalcita koji zahvaćaju intergranularne pore između više zrna i u sebe uklapaju više karbonatnih zrna, tj. peleta, peloida, ooida, fosila ili onkoida u jedan kalcitni kristal izlučen kao cement.

pond - bara - prirodna, od jezera bitno manja akumulacija slane ili slatke stajaće vode u depresijama na tlu.

pressure solution - tlačno otapanje - proces postupnog otapanja zrna na njihovim kontaktima zbog vrlo visokog nadslojnog tlaka uvjetovanog dubinom prekrivanja ili tektonskim pokretima.

punctate brachiopoda - punktatni brahiopodi - vrsta brahiopoda (ramenonožaca) koja se odlikuje brojnim, na površinu ljušture okomito postavljenim perforacijama na razmaku od 0,05 do 0,1 mm.

R

radiolarian ooze - radiolarijski muljevi - muljevi pretežito sastavljeni od kremičnih ljušturica radiolarija.

red mediterranean soil - crveno mediteransko tlo - naziv za crvenicu ili *terra rossu* na karbonatnoj podlozi, a ponegdje i za sve vrste mediteranskih crvenih tala bez obzira jesu li razvijena na karbonatnoj ili nekoj drugoj litološkoj podlozi.

reef breccia - grebenska breča - krupnozrnasta breča nastala akumulacijom biolititnoga kršja na predgrebenskoj padini.

reef complex - grebenski kompleks - okoliši taloženja na koje izravni utjecaj imaju oganogene grebenske tvorevine, tj. greben, čelo grebena, grebenska jezgra, grebenska pličina, grebenska laguna, predgreben i zagreben.

reef core - grebenska jezgra - glavni dio prema valovima otpornog, reljefno izraženog organogenog grebena sastavljenog od skeletne rešetke grebenotvoraca litificiranih na staništu i u položaju rasta.

reef crest - grebenska krijesta - najviši i/ili najispupčeniji, valovima izloženi dio čela grebena, obično sastavljen od skeleta inkrustirajućih organizama koji su najotporniji na valove, poput koralinaceja i koralja. Usporedi s reef front.

reef flank - grebenski bok - razmjerno strmi bočni dijelovi grebena koji okružuju, a mjestimice i prstasto prekrivaju grebensku jezgru. Sadrže znatnu količinu grebenskoga detritusa koja udaljavanjem od grebenske jezgre sve više raste.

reef flat - grebenska pličina ili ravnica - ravna površina na najvišem, središnjem dijelu organogenog grebena sastavljena od skeleta uginulih grebenotvornih organizama. Obično je pokrivena bioklastima koralja i drugih grebenotvoraca ili sortiranim bioklastičnim pijeskom. Tijekom oseke u pravilu je suha i tvori tjeme grebena koje izranja iznad morske razine.

reef front - čelo grebena - prednji, vanjski, morfološki istaknuti, prema otvorenom moru okrenuti i stoga valovima najjače izloženi dio organogenog grebena. Proteže se duž vanjskoga ruba grebena u dubinama koje su ekološki pogodne za život koralja, koralinaceja i drugih grebenotvornih organizama. Najviši i najjače valovima izloženi dio čela grebena je grebenska krijesta (*reef crest*).

reef mound - grebenski humak - ravna, izduženo-lećasta ili stožasta biogena karbonatna tvorevina bogata muljem i bioklastičnim materijalom bez jasne prave i potpune *in situ* nastale skeletne rešetke. Sadrži manju količinu nježnih skeleta dendroidnih sesilnih organizama koji su rasli na muljevitom dnu i na sebe hvatali i vezivali velike količine taloga.

reef slope - grebenska padina - razmjerno strma u moru nagnuta ploha ili bok grebena.

relative sea-level change curve - krivulja relativnih promjena morske razine - obuhvaća oscilacije morske razine s fazama niske razine (*lowstand*), poplavljivanja ili transgresije, visoke razine (*highstand*), povlačenja vode, tj. pada razine ili regresije i ponovno niske razine (*lowstand*).

replacement - potiskivanje - dijagenetski proces potiskivanja jednog minerala drugim autigenim mineralom.

restricted marine - zaštićeno morsko područje s pretežito niskom energijom vode i u pravilu povišenim salinitetom na "unutarnjem šelfu" ili unutarnjem dijelu karbonatne platforme do dubine fotičke zone. Često sinonim za američki termin *restricted shelf*.

restricted shelf - zaštićeni šelf - sinonim za *restricted marine*.

restricted shoals - zaštićeni plićaci - plićaci s niskom energijom vode i manje-više povišenim salinitetom.

rhizocretions - rizokrecije - posebni morfološki oblici u eolijanitima nastali zbog stvaranja paleotala, različitoga stupnja cementacije i s time u svezi neravnomjerne stabilnosti prema eroziji.

rhizoid - rizoid - konkrecijska nakupina kalcita oko tankih niti korijenja.

rhodolite - rodolit - stijena sastavljena od rodoida ili rodoficejskih algalnih onkoida nastalih inkrustacijskim procesima i grudastim nakupljanjima crvenih alga (koralinaceja ili rodoficeja) u grebenskim okolišima s visokom energijom vode.

rimmed shelf - obrubljeni karbonatni šelf - plitkomorska karbonatna platforma s jasno izraženim prekidom na početku padine u duboko more. Duž takvoga prekida izloženog snažnoj djelatnosti visokih plimnih struja i valova sadrži gotovo kontinuirani obrub karbonatnih pješčanih prudova nastalih naplavljivanjem bioklasta i/ili ooida ili obrub od organogenih barijernih grebena.

rock falls - odroni kamenja ili sipari i lavine (*avalanche*) nagli su i brzi odroni stjenskoga kršja slobodnim padom i kotrljanjem pojedinačnih klasta niz strmu padinu pod djelovanjem sile teže u planinskim područjima. Rjeđi su na podmorskim liticama i kontinentalnim padinama, osim ako se ne radi o strmim rasjednim padinama na morskome dnu, strmim rubovima karbonatnih platformi ili o duboko usječenim submarinskim kanjonima gdje mogu biti inicirani intenzivnom i naglom erozijom ili tektonskim šokovima.

rockfall breccia - odronska ili siparišna breča - breča nastala cementacijom karbonatnog detritusa koji se odronjavao i sipao niza strme padine ili litice vapnenačkih i/ili dolomitnih masiva i akumulirao u njihovom podnožju u obliku karbonatnih siparišta ili velikih odronskih lepeza.

rudstone - radston - zrnasti vapnenac sastavljen od zrna >2 mm koja imaju zrnsku potporu, u čijim se intergranularnim porama izlučio neki tip kalcitnog ili aragonitnog cementa.

S

sabkha - salina - jezerce ili barica morske vode povišenog saliniteta u obalnom području, u pravilu u natplimnoj zoni, u uvjetima tople i suhe (aridne) klime koja uzrokuje snažnu evaporaciju.

saddle dolomite - sedlasti dolomit - sinonim za barokni dolomit (*vidi*: baroque dolomite).

sand ridges - pješčani hrptovi - opći naziv za sve niske oblike pješčanih tijela nastalih na nekoj udaljenosti od obale koja se nalaze ispod ili iznad morske razine. Obično su pod tim nazivom obuhvaćeni **uzdužni obalni prudovi** - *longshore bars i* **barijerni plažni pijesci** - *barrier beach sands*, kao i dugački i široki, ali niski (amplitude <1,5 m), međusobno usporedni **pješčani valovi** - *sand waves*.

sand wave - pješčani valovi - opći naziv za velika valovita pješčana sedimentna tijela oblika riplova. U posljednje se vrijeme umjesto naziva *sand wave* koristi naziv **subakvatske dine** ako su im dužine riplova veće od 20 m, a visine preko 1,5 m (*vidi*: subaqueous dune). Sinonim: *megaripple*.

scaglia - skalja - tamnosivi do crni, vrlo sitnozrnasti sedimenti: šejlovi s manjim ili većim udjelom vapnenačkoga mulja (*calcareous shale*) ili glinoviti mikritni vapnenci tipični za dubljemorski razvoj tijekom gornje krede i tercijara sjevernih Apenina. Taj se termin ponekad koristi i u našoj literaturi za označavanje gornjokrednih pučinskih naslaga.

scars - ožiljci ili brazgotine na dnu nastali erozijom ili transportom taloga.

SCS - *vidi*: swaley cross-stratification.

sedimentary cycle (cycle of sedimentation) - taložni ciklus - taloženje sedimenta od početka jedne pa do početka druge promjene taložnih uvjeta u taložnom prostoru, najčešće izazvanih promjenama morske razine ili promjenama energije vode, donosa materijala ili koncentracije i kemijskoga sastava vode. Drugo značenje: vertikalni slijed naslaga taloženih u određenim uvjetima i okolišima koji se u taložnom prostoru opetovano ponavljaju i ostavljaju jasan stjenski zapis u obliku sekvencije ili cikłusa.

sedimentary environment - sredina taloženja ili okoliš taloženja - dio kopnene površine, jezerskog ili morskog dna na kojem se talože sedimenti, pri čemu se taj dio od drugih dijelova razlikuje određenim fizikalnim, kemijskim i biološkim značajkama.

sedimentary facies - sedimentni facijes - svaki prostorno omeđeni dio određene stratigrafske jedinice koji pokazuje vidljive razlike od drugih dijelova te iste jedinice s obzirom na vizualnu geometriju, litologiju, fosilni sadržaj i strukturno-teksturne značajke.

seepage refluction - povratno strujanje - neprestano strujanje hiperslanih otopina s visokim Mg/Ca molarnim odnosom iz evaporiziranih laguna, salina ili porne vode plimnih ravnica kroz porozne vapnenačke sedimente prema moru.

sequence stacking pattern - "obrazac slaganja sekvencije" ili "unutarnje ustrojstvo sekvencije" - zakonomjernost redanja ciklusa ili parasekvencija, tj. njihovoga slaganja unutar sekvencije s obzirom na promjene tipova ciklusa, njihovih debljina i međusobnih odnosa pojedinih članova kao posljedice relativnih promjena morske razine, odnosa obroka taloženja i obroka subsidencije.

sessile organisms - sesilni organizmi - biljke i životinje koje su stalno pričvršćene za podlogu tako da se ne mogu slobodno kretati.

shallow subtidal - plitki *subtidal* ili plitki potplimni okoliš - plitkomorsko područje niskoenergijskih i zaštićenih plićaka i laguna s karbonatnom sedimentacijom od razine oseke pa do dubine do koje je moguć optimalan rast i razvoj alga (10 do 15 m, rjeđe i do 30 m).

shallowing-upward cycle (or parasequence) - ciklus (ili parasekvencija) oplićavanja naviše - ciklus čiji su sve mlađi članovi taloženi u sve plićem i plićem okolišu, s time da je završni član taložen u plimnoj, natplimnoj ili vadoznoj zoni ili je izronio iznad morske razine i bio izložen subaerskim procesima.

sheet - pokrov - sedimentno tijelo oblika "pokrivača", tj. male debljine i velike rasprostranjenosti.

shelf (continental shelf) - šelf (kontinentalni šelf) - dio kontinentalnoga ruba između obalne crte i kontinentalne padine (ili ako nema padine do dubine od približno 200 m) koji se odlikuje vrlo malim nagibom dna (nerijetko svega 0,1-1°) na velikom prostoru.

shelf-margin wedge (SMW) - sistemski trakt klina šelfnoga ruba - akumulacija krupnozrnastog detritusa na rubu ili gornjem dijelu padine šelfa ili platforme koja nastaje pri niskom stanju morske razine. Pri tomu je gornji, plići dio šelfa ili platforme izronio iznad morske razine i bio izložen eroziji posljedica koje je stvaranje krupnozrnastog detritusa i njegovo pretaložavanje u obliku klinastog sedimentnog tijela na rubu šelfa.

shelter porosity - sklonišna ili "kišobranska" poroznost - pore u vapnencima koji sadrže konveksno okrenute krupne bioklaste ili polovice ljuštura školjkaša ispod kojih se nije mogao istaložiti nikakav sediment.

shoals with agitated water - plićaci s pokretljivom vodom - plitkomorski visokoenergijski okoliši taloženja (*vidi*: shoreface).

shoreface - obalno lice ili potopljeni žal - blago, rjeđe nešto strmije u smjeru mora nagnuta ravna, morem stalno preplavljena zona plažnih pijesaka (i šljunaka) koji su stalno premještani djelatnošću valova. Nalazi se između crte do koje dopire more pri normalnim osekama i osnovice valova lijepa vremena (na karbonatnim platformama obično između 10 i 20 m dubine).

shrinkage cracks - pukotine stezanja - sitne pukotinice nastale u karbonatnom talogu zbog stezanja taloga pri naglom otpuštanju porne vode iz njega (primjerice pri oseki).

shrinkage porosity - poroznost pukotina stezanja - pore u obliku sitnih pukotina nastalih stezanjem taloga pri naglom otpuštanju porne vode (*vidi*: shrinkage cracks).

silcrete - silkrete ili silicijske kore (silicijski *duracrust*) - korasti sedimenti sastavljeni od kvarca i/ili kalcedona nastali procesima površinskoga trošenja stijena koje sadrže silikatne minerale, u prvom redu feldspata.

siliceous sinter - kremenasta sedra - silicijski sediment u obliku inkrustacija sivobijelog ili smeđkastog opala nastalog izlučivanjem iz vrućih izvora i gejzira.

silicification - silicifikacija - dijagenetski proces izlučivanja opala, kvarca ili kalcedona iz pornih otopina koje sadrže silikatnu kiselinu.

simplicity principle - princip pojednostavljenja - nemogućnost stvaranja minerala sa kompleksnom kristalnom rešetkom koji bi bili sastavljeni od dviju ili više vrsta neekvivalentnih kationa sličnih ionskih radijusa i velike mogućnosti izomorfnih zamjena mjesta u rešetki, kako je to primjerice slučaj s Ca^{2+} i Mg^{2+} ionima.

sintaxial overgrowth - sintaksijalno prerastanje - sinonim za sintaksijalni obrubni cement koji nastaje pri rastu kalcitnog obruba oko fragmenta skeleta bodljikaša u istome optičkom kontinuitetu kakav ima kalcit skeleta.

sinter cement - sinonim za gravitacijski cement, *dripstone cement* ili viseći cement.

skeletal reef - skeletni greben ili greben sa skeletnom rešetkom - organogena grebenska tvorevina izgrađena od kolonija grebenotvornih organizama čiji skeleti tvore krutu, prema djelatnosti valova otpornu i reljefno izdignutu karbonatnu skeletnu rešetku ili skelet grebena (*framework, frame-built*).

slope apron - padinski zastor - prostrano i razmjerno tanko, pokrivaču slično sedimentno tijelo koje prekriva, odnosno zastire dio podmorske padine, a u pravilu se sastoji od krupnozrnastoga detritusa.

slope scar fill (SSF) - ispuna padinske brazgotine - detritus nastao erozijom ruba i čela padine platforme ili šelfa koji ispunjava erozijske brazgotine ili ožiljke (*erosional scars*) i kanjone na čelu padine.

slump breccia - slampna breča - nastaje pri dnu podmorskih padina akumulacijom velike količine sedimenta koji se klizanjem ili slampiranjem spuštao niz padinu i u podnožju akumulirao u obliku deformiranih slojeva, pri čemu se pojedini jače litificirani slojevi kidaju, brečiraju i uklapaju u homogenizirane plastične taloge stvarajući breče.

slump scars - slampni ožiljci ili slampne brazgotine - ožiljci nastali na padini na mjestima s kojih su podvodnim klizanjem ili slampiranjem odnesene veće mase sedimenata.

snow-ball model - model grude snijega - danas napuštena teorija mehaničkog postanka ooida nakupljanjem karbonatne tvari pri neprestanom kotrljanju zrna na dnu morskog plićaka po modelu "rasta sniježne grude".

sole mark - tragovi na donjoj slojnoj površini - opći naziv kojim se označavaju različite strukture koje ukazuju na smjer transporta ili mala valovita, obično konveksna nepravilna, hijeroglifima slična ispupčenja na donjim slojnim površinama pješčenjaka koja su nastala ispunjavanjem udubljenja u podinskim glinovitim ili muljevitim talozima čija je tvorba uzrokovana djelatnošću struja, organizama, neravnomjernim utiskivanjem ili na neki drugi način. Litifikacijom pješčanog sloja na njegovoj donjoj slojnoj površini ostaju pozitivi ili odljevi prvotnih udubljenja u muljevitom ili glinovitom talogu. Sinonim je *sole marking* (njemački: *Schichtfächen-Marke*, *Sohlmarke*).

solution canibalization - kanibalizacija otapanjem - obogaćivanje pornih voda magnezijem zbog otapanja visokomagnezijskih kalcita na većim dubinama prekrivanja, jer se iz pornih voda više ne izlučuju visokomagnezijski kalciti, nego kalciti.

solutional breccia - breča otapanja - nastaje otapanjem lakše topljivih evaporitnih slojeva ili lamina te urušavanjem preostalih karbonatnih naslaga. Slične breče se nalaze i u podinskim vapnencima boksitnih ležišta, gdje nastaju selektivnim otapanjem raspucanog i okršenog vapnenca duž tektonskih prslina i pukotina pri cirkulaciji oborinskih voda između boksitnoga tijela i sâmog vapnenca. Njihov je postanak postsedimentacijski.

sparry calcite - sparitni kalcit - naziv za bistri i u mikroskopskom izbrusku prozirni makrokristalasti do mikrokristalasti kalcit, uglavnom cement; kod nekih autora taj pojam obuhvaća i neomorfni kalcit nastao rekristalizacijskim procesima.

spillover lobe - preljevni lobovi ili probojni režnjevi - pješčana tijela manje ili više lepezastoga oblika taložena pri olujnim plimama i olujnim valovima iz naglog proboja vode probijene poprečno kroz pješčani barijerni prud.

spongy oncoid - spužvasti onkoid - algalni spongiostromatski onkoid sa spongiostromatskom ili spužvastom građom.

stacked hemispheroids (SH) - stožasti polukuglasti stromatoliti ili "*Cryptozon*-stromatoliti" - odlikuju se pojedinačnim, međusobno odvojenim, buzdovanu sličnim kupolastim nakupinama laminirane unutarnje građe.

storm deposits - olujni talozi - sinonim za tempestite (*vidi*: tempestite).

storm wave base - osnovica valova olujna vremena - dubina do koje je vodena masa zahvaćena olujnim valovima (= granica između taložnih okoliša prijelazne obalne zone i unutarnjega šelfa).

storm-tide deposits - talozi olujnih plima - talozi koji su olujnim plimama naplavljeni na plimnu zonu, plimnu ravnicu ili natplimnu zonu, tj. *intertidal*, *tidal flat* ili *supratidal*.

stromatolite - stromatolit - organogena taložna struktura nastala hvatanjem, vezivanjem i/ili izlučivanjem sedimenta aktivnošću mikroorganizama, prije svega cijanobakterija, odnosno cijanoficeja. Fosilni, tj. čvrsto litificirani stromatoliti valovito su laminirane, gusto laminirane ili kupolasto gusto laminirane karbonatne stijene nastale hvatanjem i vezivanjem karbonatnog mulja i drugoga sitnoga karbonatnog taloga na livade "modrozelenih alga" - cijanobakterija. Za stromatolite se često rabe još i nazivi "algalne livade" (*algal mats*), "mikrobakterijske livade", (*microbial mats*), "livade mikrobakterijskih zajednica" (*microbial mat communities*) i "kriptalgalni vapnenci" (*cryptalgal limestones*).

stromatolite buildups - stromatolitne grebenske tvorevine - bioherme kupolastoga oblika pretežito sastavljene od brojnih međusobno izoliranih vertikalno stršećih kupolastih stromatolita visine 30-40 cm, a ponegdje i do 1 m, po reljefu, obliku i morfologiji vrlo slične skeletnim grebenima. Nastale su u prekambriju i paleozoiku u uvjetima razmjerno visoke energije u plimnoj i potplimnoj zoni, pri čemu su njihov reljef i visina kupola proporcionalni jačini valova.

stromatactis - stromataktis ili stromataktisna struktura - karakteristična i česta strukturna odlika grebenskih humaka u obliku submarinskih cementnih kora sa sustavom šupljina. Smatra se da su poligenetskoga postanka, tj. da su to produkti procesa otapanja i kompakcije ili posljedica erozije i otapanja u uvjetima marin-

ske freatičke zone ili rezultat rekristalizacije kolonija mikroorganizama.

stratiform cryptalgal sheets - tanko laminirani kriptalgalni stromatoliti koji se odlikuju blagim valovitim reljefom s amplitudama do 4 cm - nastaju u zaštićenim malim zaljevima i zatonima gdje nema valova, već je more izloženo samo blagim plimnim strujama.

structure grumeleuse - "grumelozna struktura" - strukturni tip vapnenca koji se sastoji od grudica ili poluzaobljenih mrvica izgrađenih od kriptokristalastih karbonatnih čestica sa sparitnim kalcitom u njihovim međuprostorima (*vidi*: *clotted micrite*).

subaqueous dune - subakvatske dine (poznate i kao "pješčani valovi" i "megariplovi") - pješčana sedimentna tijela oblika velikih riplova nastala na *foreshore - shoreface* plićacima s vodom dubine veće od 1 m pri velikoj energiji plimnih struja ili olujnih valova. Foresetovi kosih lamina (= strmija zavjetrinska strana) imaju nagib do 10°, u pojedinim slučajevima i do 20°. Razlikuju se dvodimenzionalne (2-D) dine s ravnim graničnim površinama kose slojevitosti i trodimenzionalne (3-D) dine s koritastim ili deranim površinama kose slojevitosti.

subhedral texture - subhedralna ili hipidiomorfna struktura - sadrži kristale s djelomice razvijenim pravilnim konturama, tj. kristali imaju hipidiomorfne ili subhedralne konture.

sublittoral - plitkomorska zona između razine najniže oseke i donje granice fotičke zone, tj. dubine do koje dopire Sunčeva svjetlost (100-200 m), ili gornjega dijela kontinentalnoga ruba. Sinonim za *subtidal*.

subtidal - potplimni okoliš - niskoenergijski plitkomorski okoliš taloženja od najniže razine oseke do donje granice fotičke zone, tj. do dubine mora do koje prodire Sunčeva svjetlost (*vidi*: shallow subtidal).

sucrosic dolomite - "šećerasti dolomit" - dolomit mikrokristalaste i makrokristalaste mozaične strukture sastavljen od izometričnih kristala slično slaganju zrnaca u kocki šećera.

supercycle - makrociklus ili makrosekvencija (*vidi*: macro-scale sequence).

superficial ooid - površinski ili jednoovojni ooid - oko jezgre ima samo jedan tanki ovoj.

supralittoral - natplimna zona, odnosno područje iznad najviše razine plime koje je povremeno preplavljivano ili prskano morskom vodom pri visokim ili olujnim plimama i/ili olujnim valovima (*vidi*: tablica 10-2). Sinonim za *supratidal*.

supratidal - natplimni okoliš - okoliš taloženja koji obuhvaća razmjerno ravnu, blago nagnutu površinu, obično najviši dio plimne ravnice ili niske obale iznad razine plime, koja je samo pri visokim ili olujnim plimama ili valovima izložena utjecaju morske vode.

surf zone - zona uzdizanja, ustrmljivanja i mlata valova (često sinonim za *breaker zone*) - područje između kopna i mora, prema moru omeđeno dubinom vode na kojoj valovi pri svojem kretanju prema kopnu po prvi puta dodirnu dno, lome se i ustrmljuju (od crte stražnjega žala preko prednjega žala pa do osnovice valova olujna vremena).

surface silicification - površinska silicifikacija - silicifikacija karbonatnih stijena na površini tla, osobito u pustinjama s vrućom klimom gdje se stvara kalcedon.

swaley cross-stratification (SCS) - dolinasta kosa slojevitost - posebna inačica humčaste kose slojevitosti kod koje su uglavnom očuvani samo konkavni ili dolinasti oblici, dok su konveksni, tj. humčasti ili brežuljkasti oblici rijetkost jer su erodirani morskim strujama (*vidi*: hummocky cross-stratification).

swash zone - zona zapljuskivanja - nagnuti dio žala, plaže ili obale koji je izložen naizmjeničnom preplavljivanju morskom vodom pri nailasku vala i otjecanju vode u more do nailaska novoga vala.

system tract - "sistemski trakt" - skupina povezanih istodobnih taložnih sustava, pri čemu je svaki pojedini sistemski trakt ograničen fizičkom površinom koja djelomice predstavlja diskontinuitet koji obilježava granicu sličnog seta akomodacijskih oblika sedimentnih tijela (Vail et al., 1991). Taložni sustavi unutar svakog sistemskog trakta povezani su promjenama facijesa. Ukupno postoje četiri sistemska trakta karakteristična za pojedine faze relativnih promjena morske razine (*vidi*: lowstand system tract, transgressive system tract, highstand system tract, shelf-margin wedge).

T

tempestite - tempestit ili olujni talog - detritus podignut ("pometen") olujnim valovima s dna i istaložen slabljenjem energije olujnih valova u obliku potpune ili djelomične tempestitne sekvencije (*vidi*: BPHFXM-sequence).

tepee structure - *tepee*-struktura - centimetarsko-decimetarske, poput indijanskog šatora ili "naopako okrenutog spljoštenog slova V" stršeće deformacije stromatolitnih lamina ("pseudoantiklinale") nastale pri naglim ekspanzijama ili širenjima površinskoga dijela laminiranih - stromatolitnih - slojeva zbog brzog tijeka kemijskih cementacijskih i drugih procesa na *supratidalu*, posebice pri naglom vlaženju taloga olujnim valovima i zatim njegovom stezanju i litificiranju pri brzom isušivanju.

textural spectrum of limestones - podjela vapnenaca (Folk, 1962) obzirom na njihove strukturno-teksturne i genetske značajke koje upozoravaju na energiju i okoliš taloženja.

thick subtidal-dominated parasequences - debele parasekvencije s prevlašću *subtidalnih* članova - ciklusi koji se sastoje od debelih *subtidalnih* i tankih *intertidalnih* članova. Karakteristični su za sistemski trakt visoke razine - HST.

thickening-upward parasequences - parasekvencije s podebljanjem *subtidalnih* članova naviše - izgrađene su od vertikalnoga slijeda ciklusa s konstantnim postupnim povećavanjem debljina *subtidalnog* člana, a stagniranjem ili smanjivanjem debljina *intertidalnoga* člana u sukcesivnim ciklusima. Takav je vertikalni trend redanja parasekvencija karakterističan za sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije - TST.

thin tidal flat-dominated parasequeneces - tanke parasekvencije s prevlašću *intertidalnih* i *tidal flat* članova - sastoje se od vertikalnoga slijeda ciklusa malih debljina s dominacijom *tidal flat* članova, tj. sedimenata nastalih taloženjem pretežito u plimnom okolišu i na plimnoj ravnici, a manjim dijelom i u potplimnom okolišu. Karakteristične su za sistemski trakt niske razine - LST.

thinning-upward parasequences - parasekvencije sa stanjivanjem *subtidalnih* članova naviše - odlikuju se vertikalnim slijedom u kojemu se od parasekvencije do parasekvencije uglavnom postupno smanjuje debljina *subtidalnog* člana, a jednaka je ili se povećava debljina *intertidalnog* člana. Talože se krajem kasne faze visokoga stanja morske razine - HST.

tidal bar - plimni prud - prud nastao migracijom i akumulacijom pješčanog detritusa plimnim strujama.

tidal channel - plimni kanal - kanal nastao erozijom taloga na *peritidalu* strujama plima i oseka. Po njima pri plimama morska voda prodire duboko u plimnu ravnicu, pri čemu može snažno erodirati taloge ravnice, ali i iz lagune ili potplimne zone donositi obilje detritusa.

tidal channel fill - ispuna plimnoga kanala - talog kojim je ispunjen plimni kanal.

tidal flat - plimna ravnica - razmjerno ravna, velika površina između razine oseke i srednje razine plime na niskoenergijskom *peritidalu* (*vidi*: peritidal, intertidal).

tidal inlet - plimni rukavac - plitki kanal kojim struje plime morskom vodom snabdjevaju lagune i/ili zaštićene plićake iza prudova ili barijernih otoka, a kojim se tijekom oseka morska voda ponovno povlači prema moru. Plimnim rukavcima na taj se način lagune i/ili zaštićeni plićaci povezuju s otvorenim morem.

tidal ponds - plimne bare - barice morske vode na plimnoj ravnici ili plimnoj zoni zaostale nakon povlačenja plime.

toe-of-slope deposits - talozi padinske stope ili podnožja padine - sedimentno tijelo nastalo akumulacijom detritusa u podnožju, tj. stopi padine.

tool mark - "tragovi urezivanja" - ispupčenja na donjoj slojnoj površini krovinskoga sloja nastala ispunjavanjem udubljenja koja je na muljevitom dnu "urezao" neki predmet nošen strujom (primjerice valutica, skelet školjke i sl.) pjeskovitim sedimentom. Sinonim: tool marking.

toplap - prekrivanje naslaga progradacijom po graničnoj površini podinskih naslaga nastaloj kao posljedica prekida taloženja, moguće i s manjom erozijom. Taložni slijed progradira od kopna u smjeru mora tako da svaka nova taložna jedinica na kopnu najbližem dijelu prestaje prekrivati vrh prethodne jedinice, ali progresivno u smjeru mora postoji njihov potpun sukcesivni slijed. Taložni se prostor tako postupno sve više smanjuje.

transgressive surface (ts) - transgresivna površina (ts) - površina kojom je kod sekvencijske granice tipa 2 odvojeno klinasto prudno tijelo niske razine (LSW) od sistemskoga trakta preplavljivanja ili transgresije (TST).

transgressive system tract (TST) - sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije (TST) - nastaje tijekom porasta morske razine, tj. širenja marinskog taložnog prostora uz potapanje izronjenih dijelova karbonatne platforme, šelfa ili kopna i njihovo prekrivanje morskim talozima (*vidi*: onlapping transgressive system).

travertine - travertin - čvrsto litificirani, šupljikavi, ćelijasto građeni, nepravilno laminirani ili slojeviti vapnenac nastao pretežito anorganskim izlučivanjem kalcita iz toplih voda oko termalnih izvora, gejzira, mineralnih voda bogatih karbonatom i CO_2 ili iz toplih sulfatnih otopina.

thrombolite - trombolit - organske taložne strukture ili "mikrobakterijske livađe" po postanku slične stromatolitima koje, međutim, nemaju za stromatolite karakterističnu laminaciju.

tufa - talijanski naziv za vapnenačku sedru, odnosno sinonim za američki termin *calcareous sinter* - vapnenačka sedra ili "tufa" spužvasti su, izrazito porozni, u pravilu mekani vapnenci nastali na slapovima jezera i rijeka, posebice u krškim područjima, te na izvorima. Tu se kalcit ili niskomagnezijski kalcit izlučuje po vlatima mahovina, cijanobakterijama, vodenom bilju i potopljenom drveću.

U

umbrella effects - *vidi*: shelter porosity.

upper shoreface - gornji li plići dio potopljenoga žala (*vidi*: shoreface).

V

vadose ooid - vadozni ooid - ooid nastao u vadoznoj zoni.

vadose pisoid - vadozni pizoid - sinonim za vadozni ooid.

varve-scale lamination - laminacija dimenzija varva ili ciklusi dimenzija varva, tj. milimetarskih debljina.

vug or vuggy porosity - šupljinska poroznost - poroznost u kojoj su šupljine nastale procesima otapanja.

W

wackestone - vekston - vapnenac koji sadrži >10% zrna koja imaju muljevitu potporu, tj. "plivaju" u vapnenačkom mulju (mikritu).

washover fan - preljevna lepeza - pješčano sedimentno tijelo lepezastoga oblika nastalo pri prelijevanju mora preko barijernoga otoka ili pruda tijekom olujnih valova ili olujnih plima.

X

xenotopic texture - ksenotipna struktura ili alotriomorfna struktura - sadrži kristale bez pravilnih kontura, tj. kristali imaju ksenotipne ili alotriomorfne konture.

18. Kazalo

A

abisal 175, 176
abrazija 25, 280
abyssal - *vidi*: abisal
ACD-granična crta **17-20**, 75, 284
acicular calcite - *vidi*: kalcit: acikularni ili igličasti
aeolianites - *vidi*: obalni eolijaniti
aggregate grains - *vidi*: agregirana zrna
aglutinacija taloga 277
agradacija 198, 206, 207, 259, 275, 276
agradacijski rub 211
agregirana zrna 16, 22, **42**, 63, 184, 239, **241**, **244**, 256, 279
akomodacijski prostor 13, 211
alb 52, 57, 130, 194, 202
albit 3, 60
algal ball - *vidi*: onkoidi: tipa algalnih lopti
— *lumps* 42
— *mats* - *vidi*: cijanobakterijske livade
algalni kerogeni 161
— laminiti - *vidi*: kriptalgalni laminiti
- *vidi*: cijanobakterijske livade ili "algalne livade"
- *vidi*: cijanobakterije ("modrozelene alge")
algalne laminacije - *vidi*: cijanobakterijske livade ili "algalne livade"
— lopte - *vidi*: onkoidi: tipa algalnih lopti
"algalne livade" - *vidi*: cijanobakterijske livade
- *vidi*: cijanobakterije
alge 10, 15, 16, 17, 22, 25, 26, 30, 33, 34, 38, 40, 42, **48-50**, 157, 159, 160, 161, 218, 235, 273, **279**, 304
— : cijanobakterijske - *vidi*: cijanobakterije
— : cijanoficeje - *vidi*: cijanobakterije
— : crvene 10, 30, 31, 37, 40, 48, **49-50**, 245, 248
— : dasikladaceje 10, 12, 24, **48-49**, 54, 181, 184, 188, 196, 244, 245, **279**, 280
— : endolitne 25, 26, 34, **76**, 87, **88**, **89**
— : haraceje 10, 24, **49**, 59, **235**
— : haroficeje 12, **49**, 303, 304
— : kodiaceje 10, 12, 25, 40, **49**, 245, 273
— : koralinaceje 8, 9, 10, 16, 37, **49-50**, 55, 145, 154, 245, 248, 271, 273, **274**, **275**, **278**, 280, 292
— : modrozelene - *vidi*: cijanobakterije
— : planktonske - *vidi*: kokolitoferidi
— : rodoficeje 36, 37, 39, 40
— : simbiotske 55
— : solenoporaceje 50
— : zelene 10, 12, 15, 16, 23, 24, 25, 31, 37, 44, **48-49**, 59, 87, 158, 159, 182, 184, 188, 189, 195, 203, 238, 241, 241, 244, **245**, 256, 275, 306
alizarin-crveni S 133
alkalijski karbonati 163
allochems - *vidi*: alokemi ili alokemijski sastojci
allodapic limestones - *vidi*: alodapski vapnenci
alociklička sekvencija - *vidi*: sekvencija: alociklička
alociklički procesi **185**, 186, 242
alociklus 235, 242
alodapski vapnenci 179, 181, 205, 206, 208, 282, **286**, **287**, 288, **290-294**
alokemi ili alokemijski sastojci **63**, 64, 65
alokemijski mikritni vapnenci 64-65
— sparitni vapnenci 64-65, 95
aluminijski oksid-hidrati 224
alumogel 224
aluvijalna lepeza 146, 151, 152, 302
alveoline - *vidi*: foraminifere: alveoline
alveolinski vapnenac 47, 52
amalgamacija 249, 270
amalgamirani slojevi 249, 263, **269-270**
aminokiseline 85, 86
Ammonoidea - *vidi*: amoniti
amonijski karbonat 13
amoniti **58**, 245, 295, 296, 297, 298
amorfni karbonat 12
anaerobni uvjeti 161, 244, **246**, 294
anatas 224
anhedralni ili ksenotipni (alotriomorfni) kristali 92, 128, **131-132**
anhidrit 3, 60, 97-98, 113, 114, 118, 128, 132, 135, **163-172**, 184, 234, 236, 237
— : acikularni ili igličasti 97, 98, 166
— : hidratacija u gips 166-167, **171-172**, 236
— : nodularni 97, 98, **166-167**, 171, **228**, **236**, **237**
— : *sabkha* tipa 98-99, **164-167**, 170, 171, 182, 198, 205
— : subakvatski i marinski 167-170
— : uvjeti izlučivanja 97-98, **163-164**, 166, 167, 169, 170, 171, 234
anhidritizacija 73, **97-99**, 165, 172
ankerit - *vidi*: ferodolomit
anoksični oceanski događaji (*oceanic anoxic events* - OAE) 282, **283**
— talozi 283, 299
— uvjeti 160, 161, 282, 283, 299
anomuran coprolites - *vidi*: anomurni koproliti
anomurni koproliti (*anomuran coprolites*) 29
apt 24, 210
aptychus - *vidi*: aptihi
aptihi (*aptychus*) 59
Arab-Darb formacija 165
aragonit 7, 23, 25, 30, 31, 32, 33, 35, 49, 52, 57, 71, 72, 75, 76, 78, 81, **85-88**, 96, 99, 102, 109, 113, 122, 123, 124, **163**, **164**, 228, 229, 263, 284, 299, 304, 305, 306, 307
— : stabilnost **17-20**, 67, 75, 78, 80-82, 96, 102, **109-111**,

122, 123, 132, 229, 284, 305
— : transformacija u kalcit 23, 49, 52, 55, 57, 73, 77, 78, 80, **85-88**, 92, 256, 279
— : u skeletima 10, 17, 25, 48, 49, 55, 56, 57, 58, 85, 279
— : uvjeti izlučivanja 11, **17-20**, 67, 77, **109-111**, 119, **163-164**, 228, 284, 304, 305, 306
aragonitne bjeline 25, 26
— iglice 85, 92, 99, 100
aragonitni muljevi 25, 26, 99, 100, 120
— ooidi - *vidi*: ooidi: aragonitni
artikulati 56
artropodi 12, 25, 182
asfalt ili bitumen 160, 162, 283
asimetrični riplovi - *vidi*: riplovi: asimetrični
atoli 243, 279
autigeni minerali 3, 22, **60**, 96-99
autociklička sekvencija - *vidi*: sekvencija: autociklička
autociklički procesi 117
avalanche - *vidi*: kamene lavine

B

Bacinella irregularis 248
Bacinella-onkoidi - *vidi*: baćinelski onkoidi
back-reef - *vidi*: okoliši taloženja: zagreben
back-reef lagoon - *vidi*: okoliši taloženja: zagrebenske lagune
backshore - *vidi*: okoliši taloženja: stražnji žal
— dine 254-255
backstepping - *vidi*: povlačenje facijesnih pojasa
baćinelski onkoidi 221, 245, **248**
— vapnenci 40, 55, 76, 136, 159, 221, **248**
badenska transgresija 145, 291
badenski karbonatni klastiti 136, 144, 145, 154, 291, 292, 297
bafflestone - *vidi*: baflston
baflston (*bafflestone*) **62**, 183, **274**, **277**, 278
Bahami 20, 284, 299
bahamiti ili bahamitni peloidi 28, **30**, 89
bajndston (*bindstone*) **62**, 165, 183, **274**, **277**, 278, 279
bakterije koje reduciraju sulfate 11, 13, 25, 28, 60, 114, 161, **234**, 307, 308
ball and flow structures 180
barem 134, 141, 189, 190, 191, 220
barijerni otoci i prudovi - *vidi*: okoliši taloženja: pješčani prudovi
barokni dolomit - *vidi*: dolomit: barokni
baroque dolomite - *vidi*: dolomit: barokni
bathyal - *vidi*: batijal
batijal 175, 176
baundston (*boundstone*) **61-62**, 64, 102, 183, **273**, **278**
— horizont ili "kapa humka" 273
bazalni lag 266, **269**, 293
bazen 180, 84, 183
bazenska ravnica 285, 294, 298, 300
beach environments - *vidi*: okoliši taloženja: žala ili plaža
— *rock* - *vidi*: stijene plaža
— *rock cementation* - *vidi*: cementacija: vapnenaca tipa "stijena plaža"
— *sand ridges* - *vidi*: plažni pješčani hrptovi
beach-barrier islands - *vidi*: plažno-barijerni otoci
bed-scale cycles - *vidi*: ciklusi: dimenzija slojeva
belemniti **59**, 295, 296, 298
Belemnoidea - *vidi*: belemniti
Bellerophonska formacija 170
bemit 224, 225
bentosne foraminifere - *vidi*: foraminifere: bentosne
bentosni organizmi 54, 278, 287
Bergerova klasifikacija 295-296
berijas 126, 158, 210, 215, 219
berm 252
Biancone vapnenci 296
bijeli "lapori" 4
bimodalni sastav 139, 140
bindstone - *vidi*: bajndston
biocalciarenit - *vidi*: biokalkarenit
biodetritus ili bioklastični detritus - *vidi*: detritus: fosilni
bioerozija 22, 25, 26, 34, 173, 244, 245, **274**, 275, 278
biofacijes 174
bioherme 47, **48**, 55, 58, 61, 63, 64, 94, 157, 181, 200, 248, **249-251**, **273**, **275**, **277**, 301, 303, 305
— netipičnih grebenotvornih organizama 249-251
— : koraljne dubokomorske 301
biointrasparit 52
biokalkarenit 40, **47**, 52, 55, 136, 153, 158, 181, 259
biokalklutit 47
biokalkrudit **47**, 52, 55, 181, 280, 281
bioklasti 22, 30, 31, 38, 41, 42, **46-47**, 55, 63, 65, 66, 88, 101, 154, 157, 158, 177, 181, 183, 184, 200, 203, 237, 241, 244, 246, 249, 251, 254, 255, 256, **257- 264**, 266, 267, 270, 273, 278, **279**, 287
bioklastični pijesci 251, 255, 258, 259, 260, 261-264, 266, 279
— vapnenci 41, **47**, 101, 181, 183, 184, 200, 203, 235, 251, 255, **259**, 260, **261-264**, 266, 272, **273**, 278, 279, 281, 290, 303
biolitit 63, **64**, 94, 183, 200, **277**, 281, 292
biolititni vapnenci **48**, **64**, 102, 157, 200, 280, 292
biomikrit 23, 24, 51, 52, **64**, 150, 278
biomikrudit 52, 57, 280
biominerali 12, 306
biomineralizacija **11-13**, 25, 42, 283
biopelmikrit 64, **65**, 190, 191
biopelsparit 64, **65**, 231
biosparit 64, 66, 184, 259, **278**
biosparrudit **41**, 259, 278, **280**
biostroma 47, **48**, 55, 58, 61, 63, 64, 94, 157, 181, 195, 199, 200, 201, 202, 210, **249-251**, 260, **277**
— : litiotida 250, 251
— : oštriga 250

— : perna 250
— : rudista 47, 260
— : školjkaša 249-251
biostromalni vapnenci 48, 55, 195, 249-251, 260, 277-279
biotit 8
bioturbacija 28, 65, 101, 160, 161, 180, 183, 193, 195, 230, 232, 238, 242, 244, 245, 246, 253, 278, 287, 296, 298, 299, 305, 306
birds eye structure ili "strukture ptičjeg oka" - *vidi*: fenestre
bistri kalcit - *vidi*: sparitni kalcit
bišofit 168
bitumen - *vidi*: asfalt ili bitumen
bituminozni vapnenci - *vidi*: kerogenski vapnenci
bivalvni školjkaši 10
black laminites - *vidi*: crni laminiti
— *mudrock* - *vidi*: crni laminiti
— *pebble* - *vidi*: crne valutice
— *pebble*-breča - *vidi*: breča: *black pebble*
— *pebble*-konglomerat - *vidi*: konglomerat: *black pebble*
— *shale* - *vidi*: crni laminiti
blatišta bogata crnom organskom tvari **28**, 141, 190, **191**, 193, 194, 195, **234-235**, 256
bodljikaši 9, 10, 12, 16, 25, 26, 55, **59**, 90, 93, 108, 131, 154, 180, 245, 250, 255, 256, 257, 259, 280, 292, 295, 297, 298
"bodljikava" struktura (*chicken-wire texture*) 164, 228, 236
bojenje mikroskopskih izbrusaka 133
boksiti 147, 148, 210, 214, 215, 219, **222-226**
— : glinoviti 223, 225
— : krški ili karbonatni 147, 148, 210, 214, 215, 219, **222-226**
— : lateritni ili silikatni 224
boksitizacija 225
boksitna ležišta 147, 210, 215, 222, 223, **225**
borati 163
boring porosity - *vidi*: poroznost: nastala djelatnošću organizama koji buše podlogu
Bositra 296
botryoidal lumps 42
Boumina sekvencija - *vidi*: sekvencija: Boumina
Boumini turbiditi 290
boundstone - *vidi*: baundston
BPHFXM-sekvencija - *vidi*: sekvencija: tempestitna
Brachyopoda - *vidi*: brahiopodi
brahiopodi 8, 10, 12, 47, 55, **56**, 180, 235, 245, 251, 295, 298
brahiopodni vapnenci 47
break zone - *vidi*: zona: prekida obrubljenoga šelfa ili platforme
breaker zone - *vidi*: zona loma valova
breccia porosity - *vidi*: poroznost: breča
breča 3, 137-139, **140-150**, 183, 189, 192, 193, 194, 203, 233-235
— s "plosnatim fragmentima" (*edgewise breccia*) 28, **141-142**, **233**, 274
— s crnim fragmentima - *vidi*: breča: *black pebble*
— : *black pebble* 28, **141**, 148, 188, **190-194**, 203, 220, **234-235**, 239
— : celularna - *vidi*: opučnjaci
— : debritna 140, 142, **143-146**, 183, **288-290**
— : desikacijska 6, 28, 126, 127, **141-142**, 190, 192, 211, 229
— : dolomitizacijska 130, **149-150**
— : dolomitna 5, **140**, 144, 145, 149, 291
— : dolomitno-gipsna 67, 172
— : ekstraformacijska kataklastična 5-6, 27, 140, **142-146**
— : emerzijska 5-6, **146-147**, 148, 192, 193, 211, 214-215, **221-222**
— : erozijska 147
— : evaporitna kolapsna 147, 171
— : grebenska (*reef breccia*) 280, 286, 290
— : intraformacijska 5-6, 27, **140-142**, 184, 189, **238**, 239
— : intraklastična 307
— : klizanja 42
— : kolapsna 5-6, 79, **82**, **147**, 171
— : natplimna 233
— : odronska 6, 137, **143**, 183, 285
— : okršavanja 6, 135, **146-147**, 148, 160, **219**
— : olujna 6, **141**, 189
— : otapanja 6, 147
— : periplimna ili *peritidalna* 6, **141**, 189, 210
— : plimna 239
— : postsedimentacijska dijagenetska 5-6, 130, 140, 141, **148-150**
— : pradavnoga okršavanja ili paleokrška 146, 147, 211, 219
— : rasjedna i tektogena 6, 140, 142, 144, 145, **146**, 160
— : siparišna **137**, 140, **142**, **143**, 145
— : slampna 6, **142**, 181
— : stilolitizacijska 6, 141, **150**
— : stromatolitna 44
— : tektogeno-dijagenetska 6, **97**, 141, **148-149**, 160
— : tempestitna 89
— : urušavanja 6, **147**
— : vapnenačka 3, 5-6, **140**, 145, 181, 203, 290
— : vapnenačko-dolomitna 3, 5, **140**, 144, 145, 149
brečo-konglomerat **137**, 145, 148, 192, 193
brine (rasoli) 1, 11, 74, **83**, 118, 121, **163**, 167, 170, **228**
briozoji ili mahovnjaci 8, 10, 16, 25, 37, 48, **55-56**, 154, 157, 235, 241, 248, 259, 273, 274, **275**, 298
bromidi 163
Bryozoa - *vidi*: briozoji
burial cementation - *vidi*: cementacija: na većoj dubini prekrivanja
— *diagenesis* - *vidi*: dijageneza: na većoj dubini prekrivanja
— *dolomitization* - *vidi*: dolomitizacija: na većoj dubini prekrivanja
burrows - *vidi*: jazbine
burrowing porosity - *vidi*: poroznost: bioturbacijska

C

Ca-dolomit - *vidi*: dolomit: s Ca-suviškom
Ca-hidrogenkarbonat - *vidi*: kalcij-hidrogenkarbonat
calcarenaceous sandstone - *vidi*: kalkarenacejski pješčenjaci
calcarenite - *vidi*: kalkarenit
calcareous claystone 53, 154
— *debrite* - *vidi*: debriti: vapnenački
— *mudstone* - *vidi*: kalcitični muljnjak
— *sandstone* - *vidi*: kalklitit
— *shale* - *vidi*: kalcitični šejl
— *sinter* - *vidi*: *vapnena*čki sinter
Calcaronea 54
Calcinea 54
Calcisphera 51, 180
Calcispongia 54
calcite spar - *vidi*: *sparry calcite*
calclithite - *vidi*: kalklitit
calcrete - *vidi*: kalkrete
calcrete ooids - *vidi*: ooidi: kalkretni
calcrete pisoids - *vidi*: kalkretni pizoidi
caliche - *vidi*: kaliće
caliche pellets 71
caliche pisoids - *vidi*: kalićni pizoidi
Callianassa major 29
calm water shoals - *vidi*: okoliši taloženja: niskoenergijski plićaci
Calpionellidae - *vidi*: kalpionele
Campbelliella milesi 54
Campbelliella striata 54
capillary concentration - *vidi*: kapilarna koncentracija
capillary fringe - *vidi*: kapilarni rub
carbonate ramp - *vidi*: karbonatna platforma: tipa rampe ili kosine
— *rock falls* - *vidi*: podmorski kameni odroni
Cardida ili kardidi 57
cataclastic breccia - *vidi*: breča: ekstraformacijska kataklastična
cave pearls - *vidi*: špiljski biseri
— *porosity* - *vidi*: poroznost: špiljska
CCD-granična crta **17-20**, 75, 77, 282, 284, 294, 295, 298, 299
cefalopodi - *vidi*: glavonošci
cefalopodni vapnenci 47
cehštajnski ciklusi 170
celestin 236, 237
cement 75, **76-87**, **89-94**, **137-139**, 151, 233, 239, 240, 255-257, 263, 299
— tipa A 91, **92**, 93
— tipa B 91, **92**
— : acikularni ili igličasti 76, 77, 85, **91**, **92**, 98, **255**, **256**, 257, **276**, **277**
— : anhidritni 170
— : aragonitni 22, 45, 71, 74, 75, 76-77, 85, 87, **89**, **92**, 94, 239, 240, **256**, 257, **275**
— : *blocky* 74, **92**, 276, **277**
— : botrioidalni aragonitni 77, **94**, **276**
— : cirkumgranularni korasti 91, 92, **256**
— : dentantni - *vidi*: cement: zupčasti
— : dolomitni 75, 84, 121, **127**, **128**, 145, 151, 229, **232**, **233**
— : *dripstone* - *vidi*: cement: gravitacijski (viseći) ili mikrostalaktitni
— : druzni - *vidi*: cement: mozaični
— : evaporitni 232, 233
— : ferokalcitni 8, 92, 108, 149
— : fibrozni - *vidi*: cement: vlaknasti
— : gipsni 170
— : granularni - *vidi*: cement: zrnasti
— : gravitacijski (viseći) ili mikrostalaktitni 36, 77, **90**, 91, **93**, 94, 135, 190, 192, 195, 219, **233**, **239**, 255, **257**
— : hematit-limonitni 151, 219, 220
— : igličasti - *vidi*: cement: acikularni
— : inkrustacijski korasti 239
— : izduženi poput dlačica 90
— : izduženi poput vlati trave 92
— : izduženi vlaknasti 88, **89**, 90, 91, 92, 94, 95, **256**
— : izometrični sparitni (*equant sparry calcite*) **89**, 90, **92**, 93, 95, 107, **108**, 277, 278
— : izopahni acikularni ili resasti 76, **91**, 92, 240, **276**, **277**
— : kalcitni 22, 44, 45, 50, 51, 58, 61, 62, 63, **74-77**, 80, 84, 88, 89, 92, 94, 102, 106, 134, 135, 145, 147, 149, 151, 152, 153, 157, 170, **219**, 232, 233, 248, 255, 256
— : kolumnarni ili stupićasti 91
— : korasti-pizoidni 136
— : kvarcni 151
— : listićavi (*bladed*) 277
— : magnezijskokalcitni (Mg-kalcitni) 8, 45, 74-76, 77, 88, 89, 92, 94, 239, 255, **256**, 257
— : makrokristalasti ili krupnokristalinični 106, 147, 229
— : meniskusni 36, 71, 74, 77, 90, 91, **93**, 190, 195, **218**, 233, 239, **255**, **257**, 276
— : mikritni 77, **94**, 239, 255, 256, **276**, **277**
— : mikrokristalinični (mikrokristalasti) kalcitni 33, 95, 96, 147, **219**, 229, 233, 275, 277
— : mikrosinter 93
— : mikrostalaktitni - *vidi*: cement: gravitacijski
— : mozaični ili druzni 24, 32, 33, 52, 57, 74, 86, 87, **90**, 91, **92-93**, 94, 95, **106-107**, **108**, 157, 158, 219, 233, 246, **261**, **263**, 275, 276, **277**, 280
— : niskomagnezijski 255, **257**, 276, 299
— : obrubni 93, 263, **277**
— : opalni 151
— : palisander ili palisadni 92, 277
— : "pasji zub" - *vidi*: cement: skalenoedrijski
— : peloidni 277
— : pojkilotipni **94**, 106-108
— : poligonalni 276
— : prozirni dolomitni 128
— : radijalnoaksijalno fibrozni 77, **93**
— : ranodijagenetski 91, **92**, 93, 276

— : *rim* - *vidi*: cement: obrubni
— : sideritni 151
— : sintaksijalni obrubni 60, 90, 91, **93**, 106, **108**, 128, **255**
— : sinter 93
— : skalenoedrijski ili tipa "pasjega zuba" **94**, 190
— : sparikalcitni 84, 95, **106-107**, 125
— : sparitni kalcitni (bistri kalcitni) 23, 26, 50, 77, 84, 92, 95, **106-107**, 128, 183, 277, 301
— : sparitni dolomitni 84, 128
— : speleotemski 135
— : "stijena plaža" **76**, 77, 87, **92**, 94, 218, 239, **256**, 257, **261**, **263**
— : stupićasti -*vidi*: cement: kolumnarni
— : submikrokristalasti - *vidi*: cement: mikritni
— : viseći - *vidi*: cement: gravitacijski
— : visokomagnezijsko-kalcitni 77, 239, **256**, 257, **276**, **277**, 299
— : vlaknasti ili fibrozni 52, 57, 74, 76, 77, 85, 86, 87, 89, 90, **91-92**, 95, 101, 157, 233, 246, 255, **256**, 261
— : zrnasti ili granularni 92
— : zupčasti ili dentantni 94
cementacija 74, 75, **76-94**, 95, 99, **138-139**, 147, 170, 172, 239, 256, 257, **275-277**
— breča 143-148
— dolomita 121, 127, **128**, 132, **159**
— kalkarenacejskih pješčenjaka 153-154
— kalklitita 153
— konglomerata 151-153
— solnih taloga 170
— vapnenaca 74, 75, **76-94**, 95, 170, 239, 255, 256, 257, 273, **275-277**
— — u freatičkoj meteorskoj zoni **77-78**, 80-82, 83, 89, 92
— — u marinskoj zoni **73-77**, 99, 92,
— — u miješanoj zoni 83, 121
— — u vadoznoj zoni 71, 74, **77-80**, 81, 82, 85, 90, 91, 92, **93**, **94**, 148, 190, 195, **218**, 257, 277
— — u visokoenergijskim plićacima 91, 256
— — : grebenskih 92, 94, 160, 273, 274, **275-277**
— — : na većoj dubini prekrivanja 8, 73, 74, **83-85**, **92**, 93, **94**, 99, **106-108**
— — : tipa "stijena plaža" 76, 77, 87, **92**, 94, 218, **256**, 257, 263
cenoman 201, 202, 250, 259, 260, 268, 270, 271, 280
Cephalopoda - *vidi*: glavonošci
Cerithium 58
cerusit 7
chalk - *vidi*: kredasti vapnenci
chalky porosity - *vidi*: poroznost: kredasta
channel porosity - *vidi*: poroznost: kanalna
Characeae - *vidi*: alge: haraceje
Charophyceae - *vidi*: alge: haraceje
chicken-wire texture - *vidi*: "bodljikava" struktura
Chlorophyta - *vidi*: alge: zelene
cijanobakterije ("modrozelene alge") 10, 12, 13, 17, 25, 26, 30, 31, 33, 36, 37, **39-46**, 48, **50**, 67, 68, 70, 71, 76, 87, **88-89**, 127, 158, 182, 228, 233, **236-238**, 248, 263, 279, 304, 305, 306
— : porostromatske 40, **50**, 306
— : spongiostromatske 37, **50**, 184
cijanobakterijske lamine - *vidi*: cijanobakterijske livade
— livade ili "algalne livade" 30, **43**, **44**, 62, 127, 158, 164-165, 198, 228, 229, **230-233**, **235-238**, **274**, 305, **306**, 308
cijanoficeje - *vidi*: cijanobakterije
cijanoidi - *vidi*: onkoidi: cijanoidni
cijanolit 31
ciklaminide - *vidi*: foraminifere: ciklaminide
ciklička sedimentacija 185-201, 208, 212-215, 235, 238-243, 308
— sekvencija 185
— slojevitost 185
cikličnost 185-201, 212-214, 238-243, 307
ciklotema 185
ciklusi **185-201**, 212-214
— dimenzija slojeva **186**
— dimenzija varva 186
— drugoga reda 187, 195, **208**
— četvrtoga reda 186, 195, **208**, 212
— oplićavanja naviše 24, 28, 45, 46, 71, 76, 126, 127, 142, 178, **186-201**, 203, 208, 209, 211, 212-215, **218**, **219**, **221**, 231, 234, 235, 238, 239, 240, 241, 242, **242-243**, 246, 250, 281, 290
— petoga reda 187, **208**, 212
— podebljavanja naviše **201**, 202, 203
— pokrupnjavanja naviše 41, 199, 200, **201**, 202, 203, 212, 250, 261, **262**, 275
— positnjavanja naviše **201**, 202, 212, **240**, 250, 254, 260
— produbljavanja naviše 197, **212**, **235**
— prvoga reda 187, 195, **208**
— stanjivanja slojeva naviše 290
— terenskih dimenzija 186, 187
— trećega reda 186, 187, 195, **208**
— : laminacijski 186
— : periplimni ili *peritidalni* 142, **188-192**, 243
circumcrusts 40, 91
circumgranular crust cement - *vidi*: cement: cirkumgranularni korasti
cirkon 60
Cladocoropsis mirabilis 41, 203
clayey chalk - *vidi*: glinoviti kredasti vapnenci
clinothem 180
clotted fabric 43
clotted micrite - *vidi*: mrvičasti mikrit
coarsening-upward cycles - *vidi*: ciklusi: pokrupnjavanja naviše
coated grains - *vidi*: obavijena zrna
coated shells - *vidi*: kortoidi ili obavijeni bioklasti
Coccolithophoridae - *vidi*: kokolitoferidi
coccosphera 50

coccolith - *vidi*: kokoliti
Codiaceae - *vidi*: alge: kodiaceje
Coelenteratae - *vidi*: koelenterati
coisit 224
Collenia stromatoliti - *vidi*: stromatoliti: LLH ili *Collenia* tip
columnar calcite - *vidi*: cement: kolumnarni ili stupićasti
— *structures* - *vidi*: stromatoliti: stupasti ili kolumnarni
composite ooids - *vidi*: ooidi: kompleksni ili složeni
coniatolite - *vidi*: koniatolit
Coorong model dolomitizacije 116, 118-120, 308
coquina - *vidi*: kokina
coquinite - *vidi*: kokinit
Corallinaceae - *vidi*: alge: koralinaceje
cortoids - *vidi*: kortoidi
couplet - *vidi*: kuplet
creep lobes - *vidi*: klizni režnjevi ili lobovi
crne valutice ili crni klasti 28, 190-191, **193-194**, 218, 220, **234-235**
crni šejlovi (*black shale*) - *vidi*: crni laminiti
crni laminiti (*black laminites*) 283
crni muljnjaci (*black mudrocks*) - *vidi*: crni laminiti
Croatica-naslage 4
crvene gline 294
crveno mediteransko tlo 222
Crynoidea - *vidi*: krinoidi
cryptalgal laminites 43
— *limestones* 43
Cryptozoon stromatoliti 43-44
crystalline dolomite 128
cyanobacterial mats 43
cyanoids 40
Cyanophyta - *vidi*: alge: cijanobakterijske
cyclic sequence - *vidi*: ciklička sekvencija

Č

čelo delte (*delta front*) 44, 151, 152
čelo grebena (*reef front*) **271**, 272, 275, 276, **277-278**, 280

D

Daonella 296
dasikladaceje - *vidi*: alge: dasikladaceje
Dasycladaceae - *vidi*: alge: dasikladaceje
debris flow - *vidi*: debritni tok
debriti 14, **137**, **143-145**, 280, 286, 287, **288-290**, 299
— : distalni 288, 289
— : klast-potporni 288
— : matriks-potporni 288
— : muljeviti 288
— : subaerski 143
— : vapnenački 14, 143-146, 280, 282, **286-290**, 299
debrite sheets - *vidi*: debritni pokrovi
debritna breča - *vidi*: breča: debritna
— sekvencija - *vidi*: sekvencija: debritna
debritni pokrovi (*debrite sheets*) 300
— tok (*debris flow*) 137, **143-144**, 152, 282, 285, **286-290**, 300
debritno-turbiditni međučlan 289
dedolomiti 133-136, 149
dedolomitizacija (kalcitizacija) 78, 112, 129, 130, **133-136**, 148, 149
deeper subtidal - *vidi*: okoliši taloženja: dublji dio potplimne zone ili dublji *subtidal*
deformacijska slojevitost 285
delte 302
— nastale strujama oseka - *vidi*: okoliši taloženja: delte nastale strujama oseka
deltna lepeza 152, 154, 161, 302
— ravnica 152
dendroidni organizmi 62, 273
dentant cement - *vidi*: cement: zupčasti ili dentantni
depositional cycle - *vidi*: taložni ciklus
desiccation breccia - *vidi*: breča: desikacijska
desikacijska breča - *vidi*: breča: desikacijska
desikacijske pukotine - *vidi*: pukotine isušivanja
desikacijski ciklusi 142, 192
desilicifikacija 225
detritni tok - *vidi*: debritni tok
detritus: 3, 22, 25, **46-59**, 61-66, 82, **142-146**, 151, 153, 154, 193, 200, 203, 250, **256**, 259, 260, 261, **273**, **278**, 280, **282-294**, 284, 292, 293, 294, 299, 305, 307
— : dolomitni 292
— : fosilni i bioklastični 22, **46-59**, 61-66, 153, 154, 200, 203, 250, **256**, 259, 260, 261, **273**, **278**, 280, 284, 292, 293
— : glinoviti 3, 151, 193, 307
— : karbonatni 25, 82, **142-146**, 151, 154, 181, 183, 205, 206, 212, **256**, 257, **282-294**
— : laporoviti 151, 193
— : pelitni 151
— : pješčani 3, 144
— : siliciklastični 3, 4, 13, 17, 82, 152, 153, 154, 155, 211, 212, 291, 292, 294, 299, 305
— : skeletni 22, 25, 41, 43, 46, **47-60**, 61, 62, **63**, 64, 157, 244, 245, 254, 256, **278**, 279, 297, 298
devon 55
diagenetical ooids - *vidi*: ooidi: dijagenetski
diceratidi 251
diciklinide - *vidi*: foraminifere: diciklinide
dijagenetski potencijal taloga 78
dijageneza **73-108**, 96-98, **122-125**, 132, 139, 147, 155, **156**, 160, 161, 162, 171, 172, **233**, **237**, **241**, 263, 274-277, **279**, 294
— dolomita 96, 128, 132
— evaporitnih sedimenata 135, 159, **171-172**
— grebenskih vapnenaca 94, 274-277
— na većoj dubini prekrivanja 8, 23, 73, 74, **83-85**, 92, 93, 99, 112, 122-125, 150, 155, **156**, 160, 161, 162, 171, 172, 279

— u dubokomorskom području (zoni) 77, **99-108**, **122-125**, 294
— u marinskom području (zoni) 73-78, 83, 93
— u meteorskoj freatičkoj zoni 23, 73, 74, **77-80**, 81, 83, 85, 92, 93, 171, 172, 263, **279**
— u miješanoj zoni 73, 74, **82-83**, 85, 93, 113, 120-122, 123, 128, 132, 205, 241
— u plitkomorskoj zoni 73, 74, **75-77**
— u vadoznoj zoni 71, 74, **78-80**, 81, 85, 90, 91, 93, 94, 148, 190, 195, 257
— vapnenaca **73-108**, 112, 122-125, 139, 147, 150, 155, 156, 160, 161, 162, 171, 172, 233, 237, 241, 261, 274-277, 294
— : alokemijska 73, 96
— : izokemijska 73
— : kasnodijagenetska 23, 73, 88, 96-98, 120
— : kemijska **73-108**
— : mehanička 73, 74, **83-84**, **99-102**, 139, 147
— : ranodijagenetska 23, 73, 83, 87, 88, 92, 96, 97, **233**, **237**, **241**, 248, 261
dijamiktit 152
dijapirizam 167, 172
dijaspor 224, 225
dijatomeje 97, 294, 295, 296, 304, 305
dijatomejski muljevi 17, 179, **296**, 304, **305**
— tripoli 305
dijatomit 303, 305
dijatomitne lamine 304, 305
dine 181, 195, 201-202, **254-255**, 256, **258**
diploporni vapnenci 47, 223
dish structures - *vidi*: zdjelaste strukture
diskocikline - *vidi*: foraminifere: diskocikline
dismikrit 64, 65
dissolution seams - *vidi*: šavovi tlačnoga otapanja
distalno područje 143, 287
distribucijski kanal 290, 291, 300
doger 35, 149
dogerski dolomiti 149
— vapnenci 149
dog-tooth cement 94
dolinasta kosa slojevitost - *vidi*: kosa slojevitost: dolinasta - SCS 202, **269**
dolointrasparit 65, 126
dolointrasparrudit 128
dolomikrit 65, 98, 126, 127, 128, 235, 265
dolomit (mineral): **3**, 7, **9-10**, 67, 75, 81, 96, 102, 108, **109-133**, 149, 224, 306, 307,
— s Ca-suviškom ili Ca-dolomit **111-112**, 128, 132, 134, 135, 306
— : barokni 106, **108**, **132**
— : sedlasti (*saddle dolomite*) 106, **108**, 132
— : stehiometrijski **111-112**, 128, 134
— : stabilnost 67, 97, **109-113**, 124, 149
— : uvjeti kristalizacije 109-111, 112
dolomiti (stijene) 103, **125-136**, 149, 161, 265, 291
— : epigenetski 129
— : kalcitični 3-4
— : kasnodijagenetski 109, **129-133**, 144, 159, 197, 210, 214-215, 223, 230, 249, 265
— : laminirani 168, 197, 233, **235**, 265, 307
— : pjeskoviti 3, 4, 265
— : postsedimentacijski 109
— : primarni 109, 126
— : ranodijagenetski 65, 97, 109, 112, 113, **125-129**, 141, 142, 158, 159, **164-168**, 182, 197, 198, 210, 214-215, 223, **226**, **227**, **228-229**, 230, 232, **233-235**, 236, 237, 241, 248
— : sekundarni 109, 129
— : singenetski - *vidi*: dolomiti (stijene): sinsedimentacijski
— : sinsedimentacijski 109, 113, 126
— : stromatolitni **126-127**, **165-166**, 170, 197, 223, 228, 229
— : šećerasti (*sucrosic dolomite*) 112, **131-133**, 159
dolomitični vapnenci - *vidi*: vapnenac: dolomitični
dolomitizacija: 9, 10, 73, 74, 77, 82, 94, 99, **109-125**, 148, 149, 164-167, 170, 172
— Dorang modelom 120-121
— evaporacijom hiperslanih laguna 114, 120
— Kohoutovom konvekcijom 74, 77, 110, 122, 123, **124-125**
— modelom evaporitnog crpljenja 109, **117-118**, 228
— modelom kapilarne koncentracije 109, **116-117**
— modelom povratnoga strujanja 109, **118**, 228
— na većoj dubini prekrivanja 84, 109, 110, **122-129**, 132, 133
— po Coorong modelu 118-120
— u miješanoj podzemnoj zoni 82, 109, 113, **120-122**, 123, 125, 205
— : evaporacijska ili periplimna 109, **113-120**, 125, 164-167, 171, 172
— : kasnodijagenetska 109, 120, **122-129**, 149, 229, 265
— : konvekcijska - *vidi*: dolomitizacija: Kohoutovom konvekcijom
— : ranodijagenetska 78, 97, 109, **113-122**, 164-168, 171, 172, 205, 228, 229
— : refluksijska 109, **118**, 125
— : selektivna kasnodijagenetska 124
dolomitizacijska breča - *vidi*: breča: dolomitizacijska
dolomitna breča - *vidi*: breča: dolomitna
dolopelmikrit 65, 126, 127, 128
dolopelsparit 65, 126, 128
donja kulminacija 227
— padina ili padinsko uzvišenje 285
— vadozna zona - *vidi*: zona procjeđivanja
donjokredni dolomiti 45, 117, 122, 126, 129, 134, 149, 230
— evaporiti 98, 127
— vapnenci 20, 24, 29, 37, 38, 45, 52, 57, 76, 86, 89, 91, 96, 130, 141, 142, 149, 187, 188, 189, 190, 191, 193, 194, 202, 220, 221, 230, 240, 243, 246, 247, 248
donjotrijaski dolomiti 91, 103, 265
— vapnenci 265

donjoturonski vapnenci 179, 186
Dorang model dolomitizacije - *vidi*: dolomitizacija: Dorang modelom
Dravska depresija 289
dripstone - *vidi*: speleotemi
dripstone cement - *vidi*: cement: gravitacijski (viseći) ili mikrostalaktitni
drobina 137, 142-146
drowned platform - *vidi*: karbonatna platforma: potopljena
drowning uncorformities - *vidi*: nekonformiteti preplavljivanja
dry grain flow - *vidi*: suhi zrnski tok
dublji *subtidal* - *vidi*: okoliši taloženja: dublji dio potplimne zone (dublji *subtidal*)
dubokomorske organogene tvorevine 299, 301
Dunhamova klasifikacija 61-63
duricrust - *vidi*: kalkrete

Đ

đipsit 224, 225

E

ebb delta ili *ebb-tidal delta* - *vidi*: okoliši taloženja: delte nastale strujama oseka
Echinodermata - *vidi*: bodljikaši
Echinoidea - *vidi*: morski ježinci
edgewise breccia - *vidi*: breča: s "plosnatim fragmentima"
efekt plimnoga crpljenja (*tidal pumping*) 76, 80
efemeralna jezera - *vidi*: kratkotrajna jezera
egzotični blokovi 181, 290
ehinoidi - *vidi*: bodljikaši
eksinit 162
ekstraklasti - *vidi*: litoklasti
ekstrinzički procesi 195
Ellipsactinida 55
elongate fibrous cement - *vidi*: cement: izduženi vlaknasti
elongated columns - *vidi*: stromatoliti: izduženi stupasti
emersion breccia - *vidi*: breča: emerzijska
emerzija (izronjavanje) 36, 71, 146, 147, 148, 160, 190, 195, 197, 203, 205, 206, 210, 211, 212, 214-215, **218-226**, 235, 279
emerzijska breča - *vidi*: breča: emerzijska
endolitne alge - *vidi*: alge: endolitne
enfacial junction 92, **95**
enterolithic folds - *vidi*: enterolitno boranje
enterolitno boranje 166, 167, 171, **172**, **236**
eocen 18, 35, 52
eocenski vapnenci 35, 52
eolijaniti - *vidi*: obalni eolijaniti
eolski materijal 226, 307
epeirička platforma - *vidi*: karbonatna platforma: epikontinentalna ili epeirička
epidot 224
epifauna 180, 183
epikontinentalna mora 298, 302
— platforma - *vidi*: karbonatna platforma: epikontinentalna ili epeirička
epilimnij 302
epsomit 168
equant calcite - *vidi*: izometrični ili ekvidimenzionalni kristali
— *sparry calcite cement* - *vidi*: cement: izometrični spariti
erosional scars - *vidi*: erozijske brazgotine
erozija 143, 194, 203, 205, 207, 242, 257, 266, 267, 270, 288
erozijska površina 126, 148, 152, 190, 191, 193, 194, 195, 196, 203, 205, 206, 207, 212, 213, **218**, **220**, **221**, 239, 289, 293, 301
erozijske brazgotine 143, **205**, 206
erozijski kanali 152
eufotička zona 15, 17, **217**, **245**, 282, 298
euhedralni kristali - *vidi*: idiotipni kristali
euksinski uvjeti 170, 179
eulitoral 176, 217, 237
eulittoral - *vidi*: eulitoral
eustatičke promjene - *vidi*: oscilacije morske razine - *vidi*: globalna eustatika
evaporiti 99, 112, 114, 128, 135, 147, 159, **163-167**, 182, 198, 205, 212, 228, 239, 308
— : laminirani 168, 169
— : *sabkha* tipa 97, 99, 114, **164-166**, 205, **228**
— : subakvatski i marinski 167-170
evaporitne varve - *vidi*: varve: evaporitne
evaporitni minerali **163**, 164, 165, 169, 198, 239
— sedimenti - *vidi*: evaporiti
evaporitno crpljenje 117, 306
evaporacija 13, 76, 97, 98, 114-120, 127, **163-164**, 167, 218, 228, 236, 307

F

facijes **174**, 179-184
— debrita 282, 287, **288-290**
— dubljevodnih vapnenaca 99-102, 282-284, 294-301
— dubokomorskih organogenih taloga 299, 301
— grejnston vapnenaca 76, 87, 91, 92, 93, 101, 158, 181, 182, 184, 193, 195, 200, 203, 210, 214, 254, **255**, **256**, **257**, 259, **261**, **263**, **268**, 273, 278, 279, 281, 293
— hemipelagičnih taloga 299
— kerogenskih muljeva 292, 305
— laminiranih evaporita 168-169
— megabreča 282, 288
— pelagičnih taloga 299
— podmorskih karbonatnih odrona 282, 285
— prigrebenskih vapnenaca - *vidi*: okoliši taloženja: prigreben (*perireef*)
— slampova i klizišta 142, 181, 282, **285-286**, 299, 300

— taloga iz gravitacijskih tokova 299
— taloga iz pridnenih struja 299
— : grebenski - *vidi*: greben: organogeni
— : klastični dubokomorski 289
— : ooidni 15, 31-36, 80, 101, 159, 177, 181, 182, 184, 187, 188, 193, **195-196**, 200, 255, 257, **259**, 261, 265, 303
— : *peritidalni* ili periplimni 141, 164, 165, **187-200**
fabric 139
facijesni pojasi - *vidi*: Wilsonovi facijesni pojasi
fairweather wave-base FWVB - *vidi*: osnovica valova lijepa vremena
fanglomerati 152
Favreina salevensis 29
Favreina-peleti 29, 246
fekalni peleti - *vidi*: peleti: fekalni
feldspati 153, 155
fenestral porosity - *vidi*: poroznost: fenestralna
fenestralna građa - *vidi*: fenestre
fenestre (*birdseyes*) 44, **45-46**, 126, 127, 128, 158, 164, 182, 184, 188, **189-192**, 194, 195, 196, 203, **218**, **219**, **221**, **228-229**, 231, **232-233**, 237, 238, 246
ferodolomit **8**, 108, 113, 132, 133
ferokalcit **8**, 92, 108, 133, 149
fibrous aragonite 89
— *calcite* 89
field-scale cycle - *vidi*: ciklusi terenskih dimenzija
fining-upward parasequence - *vidi*: parasekvencija: positnjavanja naviše
fitoplankton 67, 169, 305
fitting **144**, 145, **146**, 147, 149
fizikalno trošenje 133, 146, 212
Flagellata - *vidi*: bičaši
flat pebble conglomerate - *vidi*: konglomerat: s plosnatim valuticama
flat-laminacija 253, 266, 269, **270**
flat-slojevitost 263, 270
flazerska slojevitost 293
Fleckenkalk - *vidi*: mrljasti vapnenac
fliš 154, 225, 297
floatstone - *vidi*: floutston
flood delta ili *flood-tidal delta* - *vidi*: okoliši taloženja: plimna delta
floutston (*floatstone*) 52, 57, **61-62**, 184, 197, 202, 210, 214, **245**, 248, 250, **280**, 287
fluidizacijski tokovi 288
fluorit 112, 163
Folkova klasifikacija 63-66
fondothem 180
foraminifere 8, 9, 10, 31, 48, **51-53**, 157, 184, 188, 194, 195, 203, 235, 257, 275
— : aglutinirane **53**, 295
— : alveoline 52, 53, 245
— : alveolinide 53
— : asiline 52, 245
— : bentosne 10, 16, 24, 25, 37, 41, 44, 49, **52-53**, 54, 89, 154, 181, 182, 184, 188, 194, 195, 203, 237, 238, 241, 244, 245, 246, 256, 259, 280
— : ciklaminide 53
— : diciklinide 53
— : diskocikline 52, 245
— : diskociklinide 53
— : fuzuline 53, 244
— : globigerine 52, 53, 63, 183, 294
— : globorotalide 53
— : globotrunkanide 53, 297
— : inkrustirajuće 37, **40**, 42, 76, 181, **248**, 273, 274
— : keramosferide 53
— : lepidociklinide 53
— : male ili mikroforaminifere 51
— : mikrogranularne 53
— : miliolide 53, 57, 244, 245, 279
— : numuliti 52, 245
— : numulitide 53
— : orbitoidide 53
— : orbitolinide 53
— : orbuline 53
— : pelagične - *vidi*: foraminifere: planktonske (pučinske)
— : planktonske (pučinske) 10, 25, 51, 52, 52, **53**, 282, 284, **292**, 294, 295, 296, 297, 298, 299
— : porculanaste (mikrostrukture) 52, **53**, 57
— : rotalinide 53
— : sesilne 40
— : staklaste 52, 53
— : velike (krupne) ili makroforaminifere 51, 52
— : verneulinide 53
foraminiferski vapnenci **47**, 52, 184, 210, 225, 250
foramolska zajednica 15, **16**, 55
fore-reef - *vidi*: okoliši taloženja: predgrebenski
fore-reef slope 183
foreset 200, 202, 250, 255, 275, 280
foresetovi subakvatskih dina 195, 201-202, 250, 251, 260, **259**, 260, 270
foreshore - *vidi*: okoliši taloženja: prednjega žala
fosfati 302, 303
fosforit 298
fosili 10, 12, 22, **46-59**, 63-66, 41, **47**, 101, 181, 183, 184, 200, 203, 235, 251, 255, **259**, 260, **261-264**, 266, 272, **273**, 278, 279, 281, 290, 303
— kao sastojci kalkarenacejskih pješčenjaka 153
— : ekologija 46-59
— : mineralogija skeleta 10, 12, **46-59**
fosiliferni mikrit 65
fosilni detritus - *vidi*: detritus: fosilni
fotička zona 16, **245**, 282
fotosinteza **11-15**, 16, 25, 35, 50, 69, 75, 173, 228, 304, 305
fracture porosity - *vidi*: poroznost: prslinska
frame-built reef - *vidi*: skeletni greben
framebuilders - *vidi*: grebenotvorni organizmi
framebuilt - *vidi*: skeletna rešetka
framestone - *vidi*: frejmston
framework - *vidi*: skeletna rešetka

framework porosity - *vidi*: poroznost: biogene skeletne rešetke
freatička zona - *vidi*: meteorska zona
frejmston (*framestone*) **62**, 183, **277**, **278**
frost-coated clast flow - *vidi*: tok klasta obavijenih ledom
fuzuline - *vidi*: foraminifere: fuzuline
FWVB - *vidi*: osnovica valova lijepa vremena

G

Gastropoda - *vidi*: gastropodi
gastropodi (puževi) 10, 16, 25, 44, 47, 48, 57, **58**, 59, 71, 85, 86, 87, 154, 157, 159, 181, 184, 188, 194, 203, 238, 241, **244**, 250, 259, 274, 279, 296
Gefüge 139
getit 152, 219, **220**, 222, 224, 225
geopetalna struktura - *vidi*: struktura: geopetalna
geopetalno punjenje - *vidi*: struktura: geopetalna
geopressure 84
geostrofične struje 269
geotermički stupanj 83
geotlak 84
Gilbertova delta 302
gips 3, 60, 113, 114, 118, 120, 127, 128, 135, 147, **163-172**, 184, 228, 234, 236, 237, 306, 307
— : dehidratacija **171-172**, 236
— : uvjeti izlučivanja 113, **163-164**, **169**, 228, 234, 307
— : vlaknasti ili fibrozni 172
gipsna kaša 165, 166, **236**, 237
girogoniti 49
Girvanella-onkoid - *vidi*: onkoidi: *Girvanella*
glacijalne varve - *vidi*: varve
glacijalno-eustatičke promjene 14, 186, 201, 208, 209
glauberit 163
glaukonit 60, 76, 298
glavni dolomit - *vidi*: *Hauptdolomit*
glavonošci (cefalopodi) 10, 47, **58-59**, 180
Gleichzeitenbereich 176
glina 3, 4, **5**, 16, 60, 82, 104, 105, 106, 123, 130, 132, 152, 154, 190, 191, 235, 268, 294, 296, 297, 298, 304, 305
— : crna reduktivna 190, 191, 192, 193, 194, 195, 219, 220, 221, 222, **234**, 235, 296
glinovite lamine 307
glinoviti kredasti vapnenci (*clayey chalk*) 298
— matriks 156, 190, 192, 193, 194, 197, **222**, **236**, **288**, 292
— mikrit 156
— sedimenti 123, **154-156**, 179, 284
— vapnenac **3-4**, 155, 156
glinjak 5, 223, 296, 307
globalna eustatika **14**, 18, 19, 78, 82, **185**, 195, 196, 200, 201, 209, 216
— tektonika 185, 187
gljivice 26, 40, 41, 87, 88, 89, 218
globalne oscilacije morske razine - *vidi*: globalna eustatika
globalno sniženje morske razine - *vidi*: globalna eustatika
globigerina ooze - *vidi*: globigerinski muljevi
globigerine - *vidi*: foraminifere: globigerine
globigerinski muljevi (*globigerina ooze*) 294
Globochaete 180
gornja jura 41, 54, 55, 89, 89, 130, 147, 148, 193, 203, 210, 214, 225, 250, 263, 297
— kulminacija 227
— padina izbrazdana jarcima i kanjonima 285
— vadozna zona - *vidi*: vadozno tlo
gornjocenomanski vapnenci 57, 86, 179, 186, 202
gornjojurski dolomiti 130, 210
— vapnenci 41, 54, 89, 89, 147, 148, 193, 203, 210, 214, 225, 250, 263, 297
gornjokredni dolomiti 124, 149, 210, 229
— dubljevodni vapnenci 21, 51, 283, 297, 298
— vapnenci 20, 51, 57, 86, 89, 98, 124, 134, 179, 201, 202, 210, 225, 231, 250, 259, 260, 268, 270, 271, 280, 283, 297, 298
gornjolijaski vapnenci 101
— dolomiti 130
gornjomalmski vapnenci 55, 105, 130, 146, 147, 148, 193, 195, 196, 201, 203, 210, 219, 243, 259, 263, 270, 280
gornjopermski evaporiti 72, 114, 127, 135, 166, 168, **170**, 172, 307
— vapnenci 20, 71-72, 168
gornjosenonski vapnenci 179
gornjotitonski dolomiti 122, 130
— vapnenci 20, 24, 46, 54, 105, 130, 142, 193, 219, 243
gornjotrijaski dolomiti 37, 127, 130, 197, 248
gradacija 36, 152, 183, 232, **240**, **241**, 270, 280, 287, 293, 307
grain-support - *vidi*: zrnska potpora
grainstone - *vidi*: grejnston
granular cement - *vidi*: cement: zrnasti ili granularni
grapestone zrna - *vidi*: grejpston zrna
gravitacijski tokovi (*gravity flows*) 27, 280, 285, **286-294**, 298, 299
gravity flows - *vidi*: gravitacijski tokovi
greben (*reef*) 15, 20, 26, 31, **48**, 62, 92, 94, 102, 145, 154, 157, 173, 177, 178, 180, **181**, 182, 183, 199, 200, 217, 243, 246, 258, **271-281**, 289, 290
— : barijerni 20, 31, 177, 178, 272, 279
— : koralinacejski 145, 154, 158
— : koraljni 20, 62, 157, 301
— : krpasti (*patch reef*) 48, 182, **246**, 249, **272-273**, **279-280**
— : organogeni 15, 26, **48**, 92, 94, 102, 173, 177, 178, 180, **181**, 183, 199, 200, 217, 243, 258, **271-281**, 289, 290
— : skeletni (*skeletal reef*) **272**, 273
— : tornjasti (*pinnacle reef*) 177, **273**
— : zvonasti (*knoll reef*) 246, **272**
grebenotvorni organizmi (*framebuilders*) 15, 42, 43, 48, 54, 59, 62, 158, 181, 200, 261, 271, 272, **274-279**, 280
grebenska breča - *vidi*: breča: grebenska
— barijera 177, **272**, **279**, 280

— jezgra (*reef core*) 55, **271**, 272, **277-279**
— krijesta (*reef crest*) **271**, 275, 276, **278**, 279
— padina (*reef slope*) 183, 199, 200, **271**, 272, 280
— pličina ili ravnica (*reef flat*) 20, 183, **271**, 272, **277**, **278**
— rampa 272
— rešetka 15, 271
grebenski bok (*reef flank*) 158, 183, **271**, 272
— facijes - *vidi*: greben: organogeni
— humci (*reef mounds*) **273**, 278, 279
— kompleks - *vidi*: okoliši taloženja: grebenski kompleks (*reef complex*)
— okoliš - *vidi*: okoliši taloženja: grebenski kompleks (*reef complex*)
— vapnenci 15, 26, 55, 92, 158, 160, 200, **271-279**, 280, 281
greenhouse model 209
grejnston (*grainstone*) 42, **61-63**, 76, 87, 91, 92, 93, 101, 158, 165, 181, 182, 183, 184, 188, 193, 194, 195, 196, 200, 201, 202, 203, 210, 214, 218, 233, 240, 246, **249**, 250, 254, 255, 256, **257**, **259**, 251, **261**, 263, 265, 266, 270, 273, **278**, **279**, 280, 281, 293, 300, 303
grejpston zrna (*grapestone*) 16, 22, **42**, 71, 184
grude rožnjaka 96
grumelozna struktura - *vidi*: struktura: grumelozna
gutter cast struktura 267, 268, **270**

H

hadal 175, 176
half-moon ooids - *vidi*: ooidi: oblika polumjeseca
Halimeda 25
halit 112, 128, **163-164**, **167-170**, 184, 234, 236, **306**, 307
haloazit 224
haraceje - *vidi*: alge: haraceje
hardground - *vidi*: tvrdo dno
harofiti - *vidi*: alge: haroficeje
Hauptdolomit (glavni dolomit) 37, 127, 223, 248
HCS - *vidi*: kosa slojevitost: humčasta
heksacijanoferat 133
hematit 104, 105, 106, 151, 152, **219**, **220**, 222, 223, 224, 225
hematitne kore 220
hemipelagični talozi (hemipelagiti) 282, 286, 287, 290, 295, **296**, 299
— vapnenci 282, 290, 293, **296**, 299
hermatipni koralji - *vidi*: koralji: hermatipni
heteroaksijalna transformacija 86-87
Heteroctinida - *vidi*: heteroktinide
heteroktinide 54
heteropodi 296
hidratacija anhidrita - *vidi*: anhidrit: hidratacija u gips
hidratacija Mg-iona 109
hidromagnezit 72
hidrostatički tlak 84, 102
hidrotermalne otopine 124, 132
hidrotermalni minerali u vapnencima i dolomitima 124
hidrozoji 10, 41, 42, 48, **54**, 55, 157, 203, 214, 241, 259, 274, **278**, 281
high-Mg calcite - *vidi*: kalcit: visokomagnezijski
highstand shedding 211, 299
highstand system tract - *vidi*: sistemski trakt visoke razine - HST
hipidiotipni ili hipidiomorfni (subhedralni) kristali 92, 128, 130, **131**, 133, 144
hipolimnij 302
hitinofosfat 56
holocenski vapnenci 20, 31, 120, 255
holoture 29
homoaksijalna transformacija **87**, 88
homogena mikrostuktura - *vidi*: mikrostuktura ljuštura: homogena
hondrodonte 250
horizontalna laminacija - *vidi*: paralelna laminacija
HST - *highstand system tract* - *vidi*: sistemski trakt visoke razine
humčasta kosa slojevitost (HCS) - *vidi*: kosa slojevitost: humčasta - HCS
hummocky cross stratification (*HCS*) - *vidi*: kosa slojevitost: humčasta - HCS
humusna kiselina 162
humusni kerogeni 162
hypothalus 49

I

icehouse - *vidi*: ledena razdoblja
idealna tempestitna sekvencija - *vidi*: sekvencija: tempestitna
idiotipni ili idiomorfni (euhedralni) kristali 94, 128, 112, 121, **131-134**, 159
ilit 4, 5, 60, 123, 155, **156**, 222, 223, 224
imbrikacija 152, 184, **233**, 255, 287, 289, 293
inartikulata 56
individualno kretanje stjenskoga kršja 143
infauna 180, 183
inkrustacija 15, 30, 36, 37, 38, 39, 50, 54, 55, 68, 76, 136, 239, 245, **273**, **278**
inner platform - *vidi*: okoliši taloženja: unutarnji dio karbonatne platforme
— *shelf* - *vidi*: šelf: unutarnji
inozoji 54
interni sediment 36, 75, 76, 82, **90**, **93-94**, 127, 128, 158, 183, 191, **218**, **219**, 229, 232, 233, 275, 276, 277, 278
internit 162
intertidal - *vidi*: okoliši taloženja: plimni
intraklasti 22, **26-28**, 38, 41, 62-65, 76, 91, 126, 128, 141, 153, 190, 192, 194, 200, 228, 230, **233**, 238, 239, 240, 246, 254, **257**, 259, 263, 264, **265**, 270, **274**, 288, 289
intraklastična breča - *vidi*: breča: intraklastična
intraklastični mikrit 65

— vapnenci 27, 65, 200, **233**, 240, 246, 254, 257, 259, **264**, **265**
— dolomiti 126, 128, 228, 229
in-place drowning - *vidi*: "potapanje pruda na mjestu"
intramikrit 23, 64
intramikrudit 64, 65
intrasparit 64, 91
intrasparrudit 64-65
intrinzički procesi 195
invertebrati 25, 245
isopachous fringe - *vidi*: cement: izopahni acikularni ili resasti
— *layers* 91
isparavanje - *vidi*: evaporacija
ispuna kanala 288, 300
— padinskih brazgotina - SSF (*slope scar fills*) 206, **207**
— plimnih kanala (*tidal channel fill*) 240, 242
izometrični ili ekvidimenzionalni kristali 92
izolirana platforma - *vidi*: karbonatna platforma: izolirana
izotopi ugljika 283
izronjavanje - *vidi*: emerzija

J

Jadranska karbonatna platforma 13, 14, 28, 29, 30, 36, 54, 55, 71, 89, 124, 146, 177, 179, 186, 193, 209, 210, 216, 225, 243, 250, 283
jazbine (*burrows*) 244
Jelar formacija 145, 146, 289
jelarske breče 145-146, 289
jezera s pretežito karbonatnim talozima 303-306
— : hidrološki zatvorena 306-307
jezerska sedimentacija - *vidi*: okoliši taloženja: jezerski
jezerski ciklus 307
— vapnenci **66-67**, 269, **302-307**
— vapnenački talozi 8, 302-307
ježinci - *vidi*: bodljikaši
jura 24, 89, 124, 130, 147, 149, 187, 263

K

kainit 163
kalcedon 3, 60, 96-97
kalcidinoflagelati 10, 12
kalcifikacija cijanobakterija 277, 306
kalcij-hidrogenkarbonat **11-13**, 17, 26, 28, 33, 35, 36, 45, 67, 72, **78**, 80-82, 85, 94, 99, 102, 108, 135, 146, 219, 303, 304
kalcilutit 22
kalcisfere 50, **51**, 157, 210, 284, 294, 295, 296, 297
kalcisiltit 180, 181, 183
kalcit 3, **7-9**, 17, 23, 30-33, 36, 52, 53, 54, 63, 67, 70, 75, 78, 80, 81, 84-96, 109-111, 122, 124, 133, 149, 154, 155, 163, 224, 229, 263, 284, 297, 298, 304, 307
— : magnezijski ili Mg-kalcit 3, **7-9**, 17, 31, 50, 53, 54, 75, 85-88, 92, 96, 110, 111, 229, 279
— : niskomagnezijski **7-9**, 11, 23, 25, 49, 53, 67, 69, 71, 78, 124, 298, 299, 304-306
— : stabilnost 17-20, 71, 78, 81, **109-111**, 122, 132, 149, 218-220, 284
— : topljivost u moru **17-18**, 109-111
— : u skeletima 10, 12, 17, 49-60, 298
— : uvjeti izlučivanja 8, 11-13, **17-18**, **67-72**, 80-82, 84, 109-111, 132, **163-164**, 218, 219, 304, 306, 307
— : visokomagnezijski **7-9**, 12, 23, 25, 49, 53, 60, 67, 78, 85, 88, 123, 124, 132, 299, 304
— : željezoviti - *vidi*: ferokalcit
kalcitična glina 4, **5**, 154
kalcitični glinjak 154
— hemipelagični muljevi 296
— muljnjak 4, **154**, 161, 298, 307
— šejl 5, **155**, 161
kalcitizacija - *vidi*: dedolomitizacija
kalcitna kompenzacijska dubina - *vidi*: CCD-granična crta
kalcitne cjedine - *vidi*: sige
kalcitom bogati lapor - *vidi*: lapor: kalcitom bogati
kaliće 35, 63, 67, **71**, 79, **218**
— zona - *vidi*: zona kalića
kalićni pizoidi 36, 71
kalkarenacejski pješčenjaci **153**, 265
kalkarenit 152, **154**, 181, 300
kalklitit 3, 5, 27, 152, **153**, 290, 292
kalklutit 300
kalkrete 35, 63, 67, **71-72**, 205, **218**, 233, 255
kalkretna kora 35, 36, 72, 77, **218-219**, 233, **255**
kalkretni pizoidi 36, 77
kalkrudit 148, 280, 290
kalksiltit 300
kalpionele (kalpionelidi) 53, 295, 296, 297
kalupne šupljine 135, **159**, 168, 188, 229, **263**
kamene lavine 142, 143
kameni odroni ili sipari 137, **142-143**, 144, 291
kameno "brašno" 144, **145**, 146, 149
kampanski vapnenci 179
kanalne pore - *vidi*: poroznost: kanalna
kaolinit **156**, 223, **224**, 225
kapilarna koncentracija 142, **177-179**, 204-209, 211, **217-281**, 266, 290, 299
kapilarni rub (*capillary fringe*) 79, 80, **82**, 307
karbonatna platforma 13, 51, **177-179**, 208, 226, 251, 261, 272, **273** 296, 297
— tipa obrubljenoga šelfa (*rimmed shelf*) 14, **177**, 178, 179, **200**, **205-208**, 226, 251, 253, 261, 266, 272, 273, 290
— tipa rampe ili kosine **177**, 178, 179, 226, 251, 261, 272, **273**
— : epikontinentalna ili epeirička **178**, 208
— : izolirana 13, **178**, 208
— : potopljena 51, **178**, 179, 283, 296, 297
karbonatne megabreče - *vidi*: megabreče
karbonatni detritus - *vidi*: detritus: karbonatni

— eolijaniti - *vidi*: obalni eolijaniti
— gravitacijski tokovi - *vidi*: gravitacijski tokovi
— klastiti 1, 3, 5-6, **137-156**, **285-294**
— mulj **22-26**, 28, 29, 30, 33, 37, 38, 39, 42, 44, 61, 65, 99-102, 142, 143, 154, **232**, **233**, 246, 248, 256, 261, 262, 266, 268, 269, **273**, **279**, 282, 285, 293
— odroni (*carbonate rock falls*) - *vidi*: podmorski kameni odroni
— sipari ili odroni - *vidi*: kameni odroni ili sipari
— slampovi 142, 260, 282, **285-286**
— turbiditi - *vidi*: turbiditi
— *vidi*: alodapski vapnenci
— šelf - *vidi*: šelf: karbonatni
karbonatno-anhidritni kompleks 98, **166**, 167
karbonatno-evaporitni kompleks 135
karbonski vapnenci 40
karnalit 163, **167**, 168
karst - *vidi*: krš
karstification - *vidi*: okršavanje
karstification breccia - *vidi*: breča: okršavanja
katageneza 84, 161, 162
kataklastični sedimenti 142-146
kataklaziranje 142, 146
katodoluminiscencija 93, 108
kaverne 75, 79, 82, 85, **159**, **218**, 219, 275, 277
kemijsko trošenje **81-82**, 146, 147, 148, 212
kemogeni silicijski sediment - *vidi*: kvarcni dijagenetski sediment
keramosferide - *vidi*: foraminifere: keramosferide
kerogen 130, 132, 134, 156, 160, **161-162**, 283, **283**, 292, 305, 308
kerogenski marliti 145, 161, **292**, 305
— vapnenci 166, 170, **283-284**, 305
K-feldspat 60, 224
K-fericijanid 133
K-Mg-kloridi 168, 170
K-soli **163-164**, 167, 168, 170
kimeridž 89
kizerit 163
kladokoropsis 203
klasti tla 233
klastične stijene - *vidi*: karbonatni klastiti
klastna potpora **138-140**, 146, 151, 152, 285, **288**, 289
klinasta prudna tijela niske razine (LSW) 206, **207**, 208
— sedimentna tijela (klinoforme) 144, 145, 151, 200, 275, 290
— tijela šelfnoga ruba (SMW) 206, **207**, 208
klinasti kososlojeviti slojni oblici 200
klipeinski vapnenci 47, 281
klizanje 142, **285-286**
— : rotacijsko 142, 285-286
— : translacijsko 142, 285
klizne i slampne brazgotine ili ožiljci 202, **292**
klizni režnjevi ili lobovi (*creep lobes*) 285
kloralgalna zajednica 15, **16**, 48
klorinitet morske vode 164
klorit 4, 5, 8, 104, 105, 106, **155-156**, 222, 224
kloritno-sericitni mikrit 156
klorovodična kiselina HCl 133, 135
klorozoanska zajednica 15, **16**, 48, 55
knoll reef - *vidi*: greben: zvonasti
kodiaceje - *vidi*: alge: kodiaceje
koelenterati 10, 48, 54
Kohout thermal convection - *vidi*: dolomitizacija: Kohoutovom konvekcijom
Kohoutova termalna konvekcija - *vidi*: dolomitizacija: Kohoutovom konvekcijom
kokina (*coquina*) **48**, 184, 239
kokinit (*coquinite*) **48**, 250
kokinitni vapnenac 58, 98, 124, 250
kokinski vapnenac 57, 58, 98, 124, 158, 239, 250
kokoliti 8, 25, 30, 48, **50-51**, 294, 295, 296, 297, 298
kokolitoferidi 10, 25, **50**, 180, 295
kokosfera 50, 51
kolektivno kretanje stjenskoga kršja 143
kolektorske stijene nafte i plina 144, 157, 158, 160, 249, 275, 291, 293, 298
koluvijacija 224
koluvijalni talog 222
koluvijalno tlo 222, 224
kompakcija (zbijanje) 73, 74, 83, 84, 93, **99-106**, 139, 162, 171, 279
— evaporita 170-171
— vapnenačkih taloga 73, 74, 83, 84, 93, **99-106**, 279
— : kemijska 93, **102-106**
— : mehanička **99-102**, 139, 170-171, 279
kompakcijska strujanja 97, 99, 123
kompenzacijska dubina aragonita - *vidi*: ACD-granična crta
koniatolit (*coniatolite*) 239
kondenzirana sedimentacija 295
konglomerat 3, **137**, 140, 141, 145, **150-153**, 223
— s crnim valuticama - *vidi*: konglomerat: *black pebble*
— s mikritnim intraklastima 142
— s muljevitim valuticama ili *mud pebble* 6, 27, **142**, 148
— s plosnatim valuticama (*flat pebble conglomerate*) 307
— : *black pebble* 6, **141**, 193, 194, 195
— : dolomitni 3
— : ekstraformacijski 6, **150-151**
— : *flat pebble* - *vidi*: konglomerat s plosnatim valuticama
— : intraformacijski 6, 27, **141-142**, 150, 197, **236**, 257
— : oligomiktni 151
— : olujni 6, **141**
— : ortokonglomeratni **151**, 152
— : parakonglomeratni **151**, 152
— : periplimni ili *peritidalni* 6, **141**, 257
— : petromiktni 6, 151
— : polimiktni - *vidi*: petromiktni
— : prominski - *vidi*: prominski konglomerati
— : vapnenački 3, 223
— : vapnenačko-dolomitni 3

konkavno-konveksni kontakti 140
konkrecije 218
konodonti 295
konstitucijska voda 156
kontinentalna padina 143, 217
kontinentalni rub 19, 144, 283, 294, 299
— riftovi 299
konturiti 296, 300-301
— : pješčani 300, 301
— : siltni 300, 301
konturne struje 300
konvekcijska dolomitizacija - *vidi*: dolomitizacija: Kohoutovom konvekcijom
konvolucija - *vidi*: vijugava laminacija
koproliti 29
koralinaceje - *vidi*: alge: koralinaceje
koralji 10, 15, 16, 41, 42, 54, **55**, 157, 180, 203, 214, 235, 256, 257, 259, 271, 273, 274, 275, 277, **278**, 280, 281
— : ahermatipni 55, 301
— : hermatipni 16, 55
— : kolonijski 55
— : masivni 278
— : samci 280
korasti vapnenci 67, 71-72
korozijske šupljine 85, **135-136**, 147, 149, **159**, **218**
kortoidi (obavijeni bioklasti) 22, 31, **41- 42**, 55, 63, 88-89, 183, 203, 239, 244, 256, 259, 261, **279**
kosa laminacija 93, 269, 275, 287, 303
— slojevitost 153, 184, 195, 196, 200, 203, 232, **241**, 246, 255, **257**, 259, 261, 265, 266, 269, 275, 280
— — : dolinasta - SCS (*swaley cross stratification*) 202, 249, 258, **263**, **270**
— — : humčasta - HCS (*hummocky cross stratification*) 200, 202, 249, 263, **266-271**
— — : koritasta 152, 255, 258
— — : planarna 152, 255, 258, 263
— — : tabularna 152, 254
— — : velikih dimenzija 181, 200, 263, 275, 280
kosolamelarna mikrostruktura - *vidi*: mikrostruktura ljuštura: kosolamelarna
kotrljanje klasta ili *run-off transport* 143
kratkotrajna (efemeralna) jezera 118, 127, **306**
kreda (*chalk*) - *vidi*: kredasti vapnenci
kredasti muljevi 295, 299
— vapnenci (*chalk*) 51, 99, 100, 282, 295, 296, **298-299**
kremenasta sedra 69-70
kremični muljevi 19, 299
— skeleti 294, 303
krinoidi **59**, 60, 245, 297
kriptalgalni laminiti 43, 46, 228
— vapnenci 43, 46
krš 78-82, 146, 147, 152, 159, 289
kršje - *vidi*: drobina
krška polja 82
krške jame 82
kršnik - *vidi*: breča
kristalinični vapnenci **61**, 94, 95
krivulja relativnih promjena morske razine **204-205**, 208, 211, **213**
krpasti greben - *vidi*: greben: krpasti
ksenotipni kristali - *vidi*: anhedralni ili ksenotipni kristali
kubično pakiranje zrna 101, **139-140**
kuplet (*couplet*) 304
kutin 162
kvarc 3, 60, 67, 71, 91, **96-97**, 112, 151, 153, 155, 156, 183, 222, 223, 224, 263
— : niskotemperaturni 96, 97, 222
kvarcin 96
kvarcit 151
kvarcni dijagenetski sediment 91, 96-97
"kvarcni pijesak" 91, 96
kvartar 19, 138

L

lag sedimenti 180, 184, **233**, 240, 254, 266, 268, **270**
— vapnenci 184, 233, 240, 254
lagunski okoliš - *vidi*: okoliši taloženja: lagune
— vapnenci 24, 26, 37, 39, 40, 42, 55, 57, 76, 88, 89, 96, 141, 175, **182**, 183, 184, 191, 200, 203, 206, 220, 242, **243**, 250, 255, 256, 261, 263, 265, 266, 279, 283, 297
lakustrinski vapnenci - *vidi*: jezerski vapnenci
lamelarna mikrostruktura - *vidi*: mikrostruktura ljuštura: lamelarna ili lisnata
Lamellibranchiata - *vidi*: školjkaši
laminacija 67, 70, 86, 93, 161, 168, 169-170, 172, 179, 184, 189, 220, **230-233**, **236-238**, 244, 246, 253, 254, 266, 269, **283**, 287, 292, 293, 299, 302, **303**, 304, 306, 307
laminacijska cikličnost dimenzija varva - *vidi*: ciklusi: dimenzija varva
laminacijski ciklusi - *vidi*: ciklusi: laminacijski
"lamine odsječenih valnih riplova" 267
laminirane kore 305
laminirani evaporiti - *vidi*: evaporiti: laminirani
— kredasti vapnenci 298, 299
— talozi 168, 302, 303
— vapnenci 168, 246, 254, 266, 283, 298, 302, 303, 304
laminiti - *vidi*: crni laminiti
land-slide breccia - *vidi*: breča: klizanja
lapis tiburtinus 70
lapori 3, **4-5**, 51, 137, 152, **154-155**, 160, 180, 220, 225, 249, 287, 292, 293, 304, 307, 308
— : glinom bogati ili glinoviti 4, **154**, 292, 304
— : glinoviti - *vidi*: lapori: glinom bogati ili glinoviti
— : kalcitom bogati 4, 51, 154
— : litificirani - *vidi*: marlit
— : pjeskovito-prahoviti 4, 154
— : prahoviti **4-5**, 154, 155, 304
— : siltični - *vidi*: lapori: prahoviti
lapornjak - *vidi*: marlit
laporovite lamine 307
"laporoviti vapnenac" **3-4**
laporoviti matriks 288, 292
laterit 224
lavine - *vidi*: kameni odroni
lećasta laminacija 289
— slojevitost 261
leće halita i gipsa 306
— meteorske (slatke) vode 78, **80**, 121, 276
— rožnjaka 96, 181
"livade mikrobakterijskih zajednica" 43
ledena razdoblja (*icehouse*) 209
Lemeš naslage 281, 297
lepeza alodapskih vapnenaca 208
— niske razine (LSF) **205**, 206, 208
lepidociklinide - *vidi*: foraminifere: lepidociklinide
les 224
lišajevi 87, 218
lignin 162
lignoceluloze 162
lijas 35, 101, 126, 130, 239, 244, 250, 263
likvefakcijski tokovi 288
limonit 104, 105, 151, 152, 219, 220
limonitne kore 220
limped dolomite - *vidi*: prozirni dolomit
lipidi 162
liptinit 162
lisnata mikrostruktura - *vidi*: mikrostruktura ljuštura: lamelarna ili lisnata
lisoklina 17, 18
litavac 136, 159
litične grauvake 5
litični areniti 5
litifikacija 73
Lithiotis problematica 251, 252
litiotidne biostrome *vidi*: biostrome litiotida
— kokine 239
litofacijes 175
litoklasti ili ekstraklasti **27**, 181, 184, 288, 293
litostatički tlak 84, 102, 103
litotamnijski vapnenci 40
LLH-stromatolit - *vidi*: stromatoliti: LLH
loferit 184, 195, **197**, **235**
loferski ciklusi 195, **197**, **235**
longshore currents - *vidi*: priobalne struje
loptaste strukture 180
lowstand shedding 211
— *system tract* - *vidi*: sistemski trakt niske razine - LST
LSF - *lowstand fan* - *vidi*: lepeza niske razine (LSF)
LST - *lowstand system tract* - *vidi*: sistemski trakt niske razine - LST
LSW - *lowstand wedge* - *vidi*: klinasta prudna tijela niske razine - LSW
lumachela 48
lumps 42
lunate dunes - *vidi*: polumjesečaste dine
Lyngbia 43

M

macrotidal - *vidi*: makoroplimna obala
madston (*mudstone*) **61-62**, 63, 100, 130, 148, 156, 166, 181, 183, 184, 191, 192, 196, 210, 214, 220, 232, 246, 265, 266, **269**, **270**, **273**, 278, 287, 290, 292, 297
magnezijski kalcit - *vidi*: kalcit: magnezijski ili Mg-kalcit
magnezit 8, 72, 236
mahovnjaci - *vidi*: briozoji
Maiolica vapnenci 296
makrociklus 187
makrofiti 69
makroonkoid 39
makroplimna obala (*macrotidal*) 44, 237, 278
makrosekvencija 187
malmski karbonati 20, 35, 37, 41, 146, 147, 148, 177, 193, 195, 219, 263, 280, 281
manganski minerali 76, 108
marinska zona - *vidi*: dijageneza u marinskom području
marlit ili lapornjak **3-5**, 52, 137, 145, **154-156**, 161, 296, 297
marlstone - *vidi*: marlit
marly limestone - *vidi*: "laporoviti vapnenac"
maseni tokovi (*mass flows*) 286
matične stijene - *vidi*: naftne matične stijene
matriks **22**, 23, 25, 26, 49, 52, 57, 65, 66, 95, 96, 98, 124, 137, **138-140**, 143, 144, 145, 147, 151-153, 155, 156, 158, 183, 190, 222, 248, 250, 280, 286, 288, 300
matriksna potpora (*matrix-support*) **57**, 61, 62, **138-140**, 143, 144, 146, 151, 183, 286, **288**
matriksno vezivo 138, 144, 151, 248, 280, 300
matrix-support - *vidi*: matriksna potpora
maturacija kerogena 162
maximum flooding surface - *mfs* - *vidi*: površina maksimalnoga preplavljivanja
Mediteranski prag 13
megabreče 144, 214, 282, **288-290**
megaciklus 185, **187**, **209**
megalodoni 235
megalodonski vapnenci 197, 235
megariplovi (*megaripples*) 258, **259**, 265
megasekvencija 185, **187**, **209**, 210
megaslamp (*megaslump*) 142, 181, 286
mekušci - *vidi*: moluske
meniskusni cement - *vidi*: cement: meniskusni
meteoric water lens - *vidi*: leće meteorske vode
meteorska freatička zona (područje) 23, 71, 74, 79, **80-81**, 83, 92, 93, 94, 85, 102, 106, 108, 120, 121, 135, 205, 236, 255, 263, 279
— voda 12, **77-81**, 82, 83, **85-86**, 87, 89, 90, 92, 93, 94, 110, 120, 121, 135, 146, 149, 171, 172, 218, 239, **257**, 263, **279**
meteorsko dijagenetsko područje 73, 74, **77-82**, 85, 92, 93, 102, 121, 171, 172, 263
mezoplimna ili mezotidalna obala (*mesotidal*) 237, 257, 278
mesotidal - *vidi*: mezoplimna ili mezotidalna obala

mfs - maximum flooding surface - vidi: površina maksimalnoga preplavljivanja
Mg-kalcit - *vidi*: kalcit: magnezijski
micijski vapnenci 47
micrite - vidi: mikrit
— *envelope - vidi*: mikritna ovojnica
microbial mats 43
microcoquinite - vidi: mikrokonit
microkarst structure 219
middle shelf - vidi: okoliši taloženja: srednjega šelfa
miješana zona slatke i morske vode - *vidi*: podzemna miješana zona
- *vidi*: dijageneza: u miješanoj zoni
- *vidi*: dolomitizacija: u miješanoj podzemnoj zoni
miješani kerogeni 161
miješano-slojni minerali glina 156, 224
mikrit **22-26**, 29, 34, 38, 41, 45, **63-65**, 67, 91, 94, 95, 96, 98, 124, 132, 152, 183, 184, 238, 244, 261, 305, 306,
mikritni matriks 22-26, **63-65**, 95, 98, 124, **151-152**, 190, 238, 248, 250, 280
— vapnenci 64, **65**, 91, 95, 96, 101, 103, 105, 130, 134, 148, 149, 166, 181, 183, 184, 188-191, 196, 210, 214, 220, 232, 246, 265, 266, **269**, **270**, **273**, 278, 279, 280, 292, 293, 304
Mikrithüllen 40
mikritizacija 30, 31, 40, 41, 42, 73, 86, 87, **88-89**, 102, 183, 245
mikritizirani bioklasti 22, 31, **41-42**, 55, 63, 88-89, 183
mikritna ovojnica 33, 36, 41, 49, 86, **87**, **88**, 102, 261, 263
mikrobakterijske livade 43
mikrobreče 183
mikrofacijes 175
mikrofiti 69
mikrokodiji 71, **218**, 235, 255
mikrokokinit (*microcoquinite*) 48, 250
mikrokristalasti (mikrokristalinični) kalcit - *vidi*: struktura: mikrokristalasta
mikrolaminacija 304, 306, 307
mikroonkoid 39
mikroplankton 54
mikroslojevite lamine 232
mikrosparit **23**, 95, 155, 306
mikrostiloliti 103
mikrostruktura ljuštura 49, 55, **56**, 57, 58, 59, 87, 124
— : homogena **56**, 58, 59
— : kompleksna kosolamelarna 57
— : kosolamelarna 56, 58
— : lamelarna ili lisnata **56**, 57, 58, 87, 88
— : prizmatična **56**, 57, 58, 59, 87, 124
— : vlaknasta 49, 55
Milankovićevi ciklusi 186, 208, **209**, 235
miliolide - *vidi*: foraminifere: miliolide
milonitiziranje 146
minerali glina 3, 4, 60, 67, 123, **154-156**, 222, 224, 299
mineralno vezivo 138
minimikrit 23, 38
miocen 19, 120, 121, 144, 189, 291
mirabilit 163
mixing zone dolomitization - vidi: dolomitizacija: u miješanoj podzemnoj zoni
mješinci 54
Mjesečeve mijene 227
močvarni talozi 141, 190, 193, 194, 234, 302
molarni odnos Mg/Ca 8, 9, **11**, 67, 69, 77, 83, 85, 86, 89, **110-123**, 122, 123, 127, 132, **135**, 136, 228, 304, 306, 307
moldic porosity - vidi: poroznost: kalupna
moldička poroznost - *vidi*: poroznost: kalupna
moldički ooidi - *vidi*: ooidi: moldički
Mollusca - vidi: moluske
moluske (mekušci) 10, 16, 25, 26, 48, 55, **56-59**, 182, 245, 256, 275, 280, 287, 295
monohidrokalcit 12
monosialitizacija 224
montmorilonit 156
morske trave 17, 22, 25
morski ježinci 59
— ljiljani - *vidi*: krinoidi
mrljasti vapnenci 101, **244**
mrvičasti mikrit 24, **26**, 43, 95, **96**, 246
mud flat - vidi: muljevita ravnica
— *flow deposits - vidi*: talozi muljnoga toka
— *pebble*-konglomerat - *vidi*: konglomerat: s muljevitim valuticama
— *pebbles - vidi*: muljevite valutice
mud-mounds - vidi: muljni humci
mud-pebble conglomerate - vidi: konglomerat: s muljevitim valuticama
mud-pebbles - vidi: muljevite valutice
mud-support - vidi: muljevita potpora
mudrocks 230
mudstone - vidi: madston
muljevita plimna ravnica 46, 76-77, 190
— potpora (*mud-support*) 61, 88, **139-140**, 151, 152, 245, **288**
— ravnica (*mud flat*) 306
muljevite valutice (*mud pebbles)* 27, 63, 142
muljeviti matriks 137, **143-144**, 288, **289**
— talozi 266, 268, 30
— turbiditi - *vidi*: turbiditi: sitnozrnasti ili muljeviti
muljni humci (*mud mounds)* 92, 93, 158, 177, 182, **246**, 248, 249, 256, **273**, 279
— tokovi (*mud flow*) 289, 290
— turbiditi - *vidi*: turbiditi: sitnozrnasti ili muljeviti
muljnjaci 4, 161, **296**
muljožderi 16, 161, **238**, 266, 305
muskovit 5, 8, 60, 67, 155, **156**
mutni tok - *vidi*: turbiditne struje

N

nafta 84, 102, 103, 132, 144, 160, 161, **162**

naftne matične stijene **160**, 161, 297
naftni šejlovi 160, 308
naftno polje 144, 145, 292, 297, 298
"naftni škriljavci" - *vidi*: naftni šejlovi
nanofosili - *vidi*: nanoplankton
nanoplankton **50-51**, 54, 294, 296, 297, 298
Natica 58
natplimna zona - *vidi*: okoliši taloženja: natplimni
natplimni talozi 28, 45
Nautiloidea - vidi: nautiloidi
nautiloidi 59, 245, 295
Na-sulfati 306
nekonformiteti preplavljivanja (*drowning uncorformities*) 211
nekton 295
neodolomit 95, 130
neoformation 94
neogen 52, 86, 136, 303,
neokalcit 22, **95**, 97
neomorfizam 23, 94-95
neomorfni kalcit - *vidi*: neokalcit
Nerinea- vidi: nerineje
nerineje 58, 250
neskeletni sastojci 22, 244, 245
nesortirani biospariti 65-66
nisko stanje morske razine 14, 204, **205**, 206, 211, 213
niskomagnezijski kalcit - *vidi*: kalcit: niskomagnezijski
nitrati 302, 303
nitratne bakterije 13
nodularna slojevitost 296
nodularni anhidrit - *vidi*: anhidrit: nodularni
— vapnenci 249, 297
nodule 96, 218, 249, 296, 297, 306
— rožnjaka 96, 181, 210, 296, 297, 298, 308
nonglacial annual varves - vidi: varve: neglacijalne godišnje
Nubecularia - vidi: nubekularije
nubekularije 40, 55, 248
nubekularijski onkoidi 248
numulitni vapnenci 47, 52
nutrijenti ili hranjive tvari 15, 244

O

obalni eolijaniti 255
— prudovi - *vidi*: prudovi: obalni
obalno lice (*shoreface*) - *vidi*: okoliši taloženja: obalno lice
obavijena zrna 22, **30-31**, 184, 304, 306
obavijeni bioklasti - *vidi*: kortoidi ili obavijeni bioklasti
oblaci aragonitnog mulja - *vidi*: aragonitne bjeline
obrnuta gradacija 36, 144, 152, **218**, 286, 287, 289, 293
obroci taloženja 14, **20-21**, 78, 169, 183, 198, 211, 216, 242, 243, 244, 245, 250, 260, 305
— — anhidrita 169
— — gipsa 169
— — halita 169
— — karbonata 14, **20-21**, 78, **169**, 183, 198, 211, 216, 242, 243, 244, 245, 250, 260, 305
— — siliciklastičnog materijala 161, 211, 305
obrubljeni šelf - *vidi*: karbonatna platforma: tipa obrubljenoga šelfa
oceanic anoxic events - OAE - *vidi*: anoksični oceanski događaji
ocrvenjivanje tla 222
odsječeni megariplovi (*truncated megaripples*) 267
offlap 226, 237
offshore - vidi: okoliši taloženja: *offshore* ili odobalje
offshore-transition zone - vidi: okoliši taloženja: prijelazne obalne zone
oil shale - vidi: naftni šejlovi
oil source rocks 160
okoliši taloženja 11, 26, 29, 30, 32, 35, 36, 38, 41, 43, 44, 50, 51, 54, 55, 58, 59, 75, **173-308**
— : akvatički kontinentalni 175
— : alodapskih vapnenaca 205, 206, 282, 286, 287, **290-294**
— : *backshore - vidi*: okoliši taloženja: stražnji žal
— : barijerni otoci **261-266**
— : brakični 28, 31, 42, 44, 49, 50, 57, 58, 59, 256
— : delta nastalih strujama oseka (*ebb-tidal delta*) 200, **257-258**, 261
— : deltni 175
— : dubljega dijela potplimne zone ili dubljega *subtidala* **245-249**, 253
— : dubljevodni 26, 38, 50, 51, 55, 58, 59, 75, 281, **294-299**
— : dubokomorski 29, 50, 51, 54, 75, 175, 176, 183, **282-301**
— : dubokomorske lepeze 175, **282**, **287**, **290-294**, 300, 301
— : estuarijski 175, 283
— : fluvijalni ili riječni 175
— : *foreshore - vidi*: okoliši taloženja: prednji žal
— : glacijalni 175
— : grebenske jezgra (*reef core*) 20, **277-279**
— : grebenski kompleks (*reef complex*) 20, 26, 40, 43, 48, 55, 57, 76, 87, 145, 160, 175, 178, 188, 195, 199, 200, 206, **217**, 218, 244, 259, **271-281**
— : hemipelagični 290, 293
— : hiperslane lagune ili saline 11, 30, 32, 35, 36, 41, 43, 44, 49, 50, 89, 97, 110, 111, 113, 114, 117, 118, 120, 125, **163-167**, 180, 182, 184, 205, 243, **245**
— : jezera 26, 31, 35, 41, 43, 66, 67, 161, 175, 269, **302-308**
— : kontinentalni **174-175**
— : lagune 16, 24, 26, 37, 39, 40, 42, 55, 57, 76, 88, 89, 96, 141, 175, **182**, 183, 184, 191, 200, 203, 206, 220, 242, **243**, 250, 255, 256, 261, 263, 265, 266, 279, 283, 297
— : močvare 28, 44, 141, 175, 190, 191, 193, 194, 220, 234, 302
— : natplimni (*supratidal*) 28, 29, 43, 44, 45, 77, 87, 93,

97, 113, 114, 116-118, 125-127, 141, 158, **164-167**, 168, 175, **176**, 178, 182, 185, 188, 195, 197, 212, 213, **226**, **227-236**, 252, 274, 277
— : neritički 175
— : niskoenergijski plićaci (*low-energy shoals*) 26, 29, 37, 38, 39, 42, 48, 49, 50, 59, 66, 88, 89, 203, **243**, **273**
— : obalni visokoenergijski **251-271**
— : obalno lice (*shoreface*) 152, 173, 197, 200, 201, 202, **249**, 250, 260, **252-253**, **257-261**, 263, 266, 267, **269**, 270, 281, 284, 293
— : *offshore* ili odobalje 152, 173, 197, 202, 251, **253**, 254, 255, 263, 266, 269, 293
— : *offshore-transition zone* - *vidi*: okoliši taloženja: prijelazne obalne zone
— : otvorenoga mora (*open marine*) 217
— : padinski 52, 180, 181, 183, 184, **284-301**
— : pelagični (pučinski) 50-51, 54, 99, 100, 175, 183, 183, 210, **282-284**, 292, **294-299**
— : periplimni (*peritidal*) 28, 42, 50, 54, 96, 126, 141, 142, 147, 165, 178, **187-200**, 202, **217**, 218, 219, 221, 223, **226-243**, 281, 284
— : pješčani prudovi (*sand bars*) 15, 80, 119, 153, 177, 178, 180, **181**, 181, 184, 185, 199, 200, 217, 226, 237, 243, 249, **251**, 256, **258**, 261, 263, **265-266**, 270
— : plaja (*playa*) 163, 166, 168, **306-307**
— : plaža - *vidi*: žala ili plaža
— : plićak s pokretljivom vodom (*shoal with agitated water*) 34-35, 39, 181, **257-266**, 277
— : plimni (*intertidal*) 28, 29, 30, 41-46, 49, 50, 58, 66, 76, 92, 93, 94, 114, 116-118, 126, 141, 142, 148, 158, 168, 171, 175, 176, 178, 182, 184, 185, **188-201**, 206, 213, 214-215, 218, 220, **226-241**, 252, 274, 277, 283
— : plimni prudovi (*tidal bar*) 42, 54, 58, 87, 89, 91, 92, 181, 185, 200, 203, 214-215, **256**, **257**, 261, **263**
— : plimne delte (*flood delta*) 200, **257-258**, 261
— : plimne ravnice (*tidal flat*) 29, 30, 43, 44, 75, 77, 87, 92, 114, 141, 178, 180, 182, 184, 185, 188-200, 211, 212, 213, **217**, 220, 223, **226-227**, 230-232, **242-243**, 252, 256, 283
— : plitki potplimni (*shallow subtidal*) 16, 24, 28, 29, 30, 37, 41, 42, 49, 94, 96, 117, 126, 142, 148, 158, 173, 178, 182, 185, **188-200**, 202, 211, 212, 213, 214-215, **217**, 218, 220, 226, **241-242**, 253, 269, 274, 284
— : potopljene platforme (*drowned platform*) 51
— : predgrebenski (*fore-reef*) 173, 183, 188, 195, 200, **280-281**, 290
— : prednji žal (*foreshore*) 200, 201, 202, 203, 232, 239, **252**, 253, **255-257**, 261, 263, 267, 281, 293
— : prigreben (*perireef*) 40, 42, 55, 80, 188, 195, 244, 275, 277, **279**, 280
— : prijelazne obalne zone (*offshore-transition zone*) 173, 183, 202, **253**, **269**
— : prijelazni **174-175**
— : prepletene rijeke 146, 151, 152
— : priobalni 175
— : pustinjski 144
— : riječni ili fluvijalni 35, 41, 175
— : *sabkha* ili salina 16, 17, 37, 43, 97, 98, 110-111, 113, 114, 117, 118, 127, **164-167**, 168, 170, 171, 180, 182, 188, 195, 205, 226, **236-237**, 228, 256
— : *shoreface* - *vidi*: okoliši taloženja: obalno lice
— : slana jezera 31, 168, 256, **306-307**
— : speleotemski - *vidi*: okoliši taloženja: špiljski
— : srednjega šelfa (*middle shelf*) 52, 58, 58, **217**, **245**, 250, 272
— : submarinske lepeze (*submarine fan*) 144, 282, **286-294**
— : supratidalne močvare 228, 213, 232, 255
— : špiljski ili speleotemski 35, 36, 175
— : stražnji žal (*backshore*) 228, **251**, 252, 253, **254-255**, 256
— : terestički 175
— : unutarnji dio karbonatne platforme (*inner platform*) 206, 207, 211, **217**, 226, **243-251**, 253, 272, 283
— : vadozni 31, 35, 36, 185, 195, 196, 205, 211, **218-219**, 239
— : vanjskoga dijela platforme (*outer platform*) **217**, 246, 247, 249, 253, 269
— : visokoenergijski plićaci (*high-energy shoals*) 32, 34, 39, 40, 41, 42, 49, 57, 66, 91, 151, 200, 203, **217**, **249**, 250, **251-271**, 263, 278
— : zagreben (*back-reef*) 17, 20, 42, 43, 173, **271**, **279-280**
— : zagrebenske lagune (*back-reef lagoon*) 20, **182**, 248, **271**, 272, 273, **279-280**
— : zaljevi 243, 269
— : zaštićeni plićaci (*restricted shoals*) 88, 89, 180, 184, 203, 217, 220, 223, 243, 250, 279
— : zaštićeni marinski (*restricted marine environments*) 180, 184, 217
— : žali ili plaže (*beach environments*) 75, 181, 184, 200, **251-266**
okršavanje 77, 78, 79, **81-82**, 94, 114, 160, 203, **205**, 206, 211, 219, 222, 223, 226, 235
oksidacija 219, 234, 235, 238, 246
oksidacijska zona 179, 180, 181, 219
oktokoralji 10, 12, 48, **55**
oligocen 18, 19
oligostegine 50, **51**, 282, 297
olistolit **143**, 144, 181, 285, 286, 287, **288**, 289, 292
olistostroma 142, 288, 289
olujna breča - *vidi*: breča: olujna
- *vidi*: tempestitna kokina
olujne plime 16, 28, 38, 76, 89, 114, 141, 188, **189**, 190, 191, 192, 198, 212, 217, 228, 230, **233**, **234**, **235**, 238, 239, 257, 258
olujni konglomerat - *vidi*: konglomerat: olujni
— sedimenti (*storm deposits*) 189, 200, 210, **228**, 239, 253, 263, 265, **266-271**
— slojevi (*storm beds*) 189, 200, 210, **228**, 239, 253, 263, 265, **266-271**
— valovi 16, 28, 44, 66, 76, 89, 114, 117, 127, 141, 174, 182, 198, 200, 205, 227, 233, 234, 235, 239, 249, **252**, 254, 257, 265, **268-270**, **278**, 280
oniks-mramor 71
onkoidi 22, 30, 31, **36-41**, 42, 50, 63, 64, 65, 67, 68, 153, 157, 184, 190, 195, 235, 239, 244, 248, 279, 304, 305, **306**
— tipa algalnih lopta (*algal ball*) 30, 37, 40
— tipa C 37, **38**, **39**, 66
— tipa I 38, 39
— tipa R 38, 39
— : algalni 30, 37, **39-40**, 195, 196, **241**, 245, 248, 279
— : cijanoidni 37, **40**, 190, 192
— : *Girvanella* 40, 50
— : mikritni 37, 39, **40-41**
— : nubekularijski 40
— : *Ortonella* 40
— : *Osagia* 40, 50
— : porostromatski 39, 306
— : rodoficejski ili rodoidi **40**, 49
— : slatkovodni 306
— : *Spheracodium* 37, 40, **50**
— : spongiostromatski 39
— : spužvasti (*spongy oncoids*) 37, 39
— : zoofitski 40
— : zoogeni foraminifersko-algalni 39, 40
onkodolosparit 248
onkoidna građa 70
onkoidni (onkolitni) vapnenci 21, 37, 38, 76, 159, 184, **248**, 303
onkolit 31, 37, 38, 67, **248**
onkomikrit 23, 37, 64, **65**, 124
onkomikrudit 64, 248
onkosparit 64, 65
onkosparrudit 37, 38, 64, **65**
onlap 226
onlapping transgressive system - *vidi*: sustav transgresivnog prekrivanja
oogoniji 49
ooid shoals - *vidi*: ooidni pijesci i ooidni prudovi
— *bars* - *vidi*: ooidni prudovi
ooidi 15, 22, 30, **31-36**, 37, 41, 63-65, 82, 87, 88, 89, 101-102, 104, 153, 158, 177, 181, 184, 188, 193, 200, 203, 214, 246, 249, 251, 254, 256, **257-258**, 259, **261**, **262**, **263**, 265, 281, 303, 304, 306
— oblika polumjeseca 33
— s neuređenom mikrostrukturom ovoja 31, 32
— : aragonitni **31**, **33**, 35, 87, 306
— : biomineralni 306
— : dijagenetski 35
— : kalcitizirani **32**, **33**, 36
— : kalkretni ili kalićni 35
— : kalupni ili oomoldički 32, **33**, **262**, **263**
— : kompleksni ili složeni 33
— : mikritni **32-33**
— : oomoldički - *vidi*: ooidi: kalupni
— : površinski ili jednoovojni 33
— : radijalni **31-32**, 86, 259, **262**, **263**
— : skršeni i regenerirani 33
— : slatkovodni ili terestički 35
— : šamozitni 11
— : tangencijalni **32**, 35, 184, 259
"ooidne pustinje" 258
ooidni pijesci 15, 101, 182, 184, 249, **251**, **254-255**, **257**, **261-264**, 265, 266
— prudovi 15, 80, 181, 184, 188, 193, **195-196**, 200, 244, 249, **251**, **257-258**, **265-266**
— vapnenci 31-36, 159, 182, 184, **195-196**, 249, **255**, **257-258**, 259, **261-264**, 281, 290, 303
ooliti 30, 31, 34, 35, 63, 184
oolites - *vidi*: ooliti
oolitični vapnenci 34, 35
oomikrit 64
oomikrudit 64
oomoldic ooid - *vidi*: ooidi: kalupni ili oomoldički
— porosity - *vidi*: poroznost: oomoldička
oosparit **64**, 124, 263
oosparrudit 64
ooze 63, 294
opal 3, 17, 60, 70, **96-97**, 151, 305
open marine environments - *vidi*: okoliši taloženja: otvorenoga mora
open shelf - *vidi*: šelf: otvoreni
opučnjaci (*rauhwacke*) 72, **135-136**, 150,
orbitoidide - *vidi*: foraminifere: orbitoidide
orbitolinide - *vidi*: foraminifere: orbitolinide
orbitolinski vapnenci 24
orbuline - *vidi*: foraminifere: orbuline
organska tvar 28, 34, 83, 84, 88, **160-162**, 283, 294, 298, 299, 308
Orjak jedinica 284
orthochems - *vidi*: ortokemijski sastojci
ortokemi - *vidi*: ortokemijski sastojci
ortokemijski sastojci 23, **63**
ortokonglomerat - *vidi*: konglomerat: ortokonglomeratni
Ortonella - *vidi*: onkoidi: *Ortonella*
Osagia - *vidi*: onkoidi: *Osagia*
oscilacije morske razine 13-14, 78, 82, 114, 115, 116, 121, 122, 142, 169, 173, 177, 185, 191, **201**, **204-208**, 209, 211, 212, 235, **263**, 265, 280, 297
oscilacijski tokovi 269, 270
osnovica padinskoga zastora (*base of slope apron*) 293
— valova lijepa vremena (FWVB) 173, 180, 181, 183, 200, **253**, 256, 266, **268-270**
— valova olujna vremena (SWVB) 161, 173, 179, 180, 181, **253**, 266, **269-270**, 284, 293, 298
ostreidne kokine 239, 250-251
ostreje - *vidi*: oštrige 246
Ostracoda - *vidi*: ostrakodi
ostrakodi 9, 10, 16, 44, **59**, 182, 184, 189, 238, 244, 279, 295, 298
oštrige **58**, 246, 249, 251, 259
otapanje aragonita 79-81, 83, 85-88, 234

— evaporita 136, 234
— gipsa 234
— kalcita 79-82
— magnezijskoga kalcita 85
— vapnenačkih taloga 79-82, 83, 84, 94, 121, 136
otavit 8
otvorena platforma 180, 182
outer shelf - *vidi*: šelf: vanjski

P

packed biomicrite - *vidi*: zbijeni biomikrit
— *pelmicrite* - *vidi*: zbijeni pelmikrit
packing - *vidi*: pakiranje zrna
packstone 61, 62
padina delte 151, 152
— grebena 180, 275, 280
— karbonatne platforme 14, 55, 124, 137, 180, **181**, 183, 184, 205, 206, **207**, 211, 246, 248, **273**, 282, **284-294**, 298, 299, 300, 301
— karbonatnoga šelfa 298
padinski zastori (*slope aprons*) 280, 282, 290, **292-293**, 300
pakiranje zrna (*packing*) 139-140
paleogen 24, 151, 225, 250
paleogenski vapnenci 24, 225
paleokarst breccia - *vidi*: *breča*: pradavnoga okršavanja ili paleokrška
paleokarstification 219
paleosoil - *vidi*: paleotlo
paleotlo 197, 221, 222, **235**, **236**, 255
paleozoik 40, 121, 273
Palorbitolina lenticularis 24
Paludina 58
Panonski bazen 289
parakonglomerat - *vidi*: konglomerati: parakonglomeratni
paralelna (horizontalna) laminacija 93, 168-169, 266, 269, 287, 299, 302, 303, **304**, 307
paramorfna transformacija - *vidi*: homoaksijalna transformacija
parasekvencije **185**, 186, 187, 201, **212-214**
— oplićavanja naviše 142, 187, **198-200**, 211, 214
— pokrupnjavanja naviše 199, 200
— positnjavanja naviše 201
— s podebljavanjem *subtidalnih* članova naviše 212, 213
— s prevlašću *subtidalnih* članova 213, 214
— sa stanjivanjem *subtidalnih* članova naviše 213-214
Paratethys 58
patch reef - *vidi*: greben: krpasti
patuljasta fauna 244
pedogeneza 224, 235
pedogenetski procesi - *vidi*: pedogeneza
pekston (*packstone*) 51, **61-62**, 102, 181, 182, 183, 184, 188, 194, 201, 202, 203, 210, 214, 220, 223, 232, 233, 235, **245**, 246, 250, 251, 254, 257, 262, 263, 278, 279, 280, 287, 293, 297, 300
pelagic - *vidi*: pelagični ili pučinski
pelagic ooids 33
pelagične gline 295
pelagični ili pučinski (planktonski) fosili 10, 25, **50-51**, 52, **53**, 59, 67, 160, 170, 180, 181, 183, 210, 217, 280, **282**, 283, 286, 287, 292, **294-299**
— krinoidi 295, 297
— muljevi (*pelagic oozes*) 99-102, 286, 287, 288, **295**
— pelecipodi 295
— talozi 8, 99, 100, 183, 280, **282-284**, 288, 290, 292, 293, **294-299**
— tentakuliti 295
— vapnenci 8, 99-102, 210, 183, 210, 217, 280, **282-284**, 290, 292, 293, **294-299**
pelagično-hemipelagični talozi 296
pelagiti 296
Pelecypoda - *vidi*: školjkaši
peleti 16, 22, 26, **27**, 42, 44, 62-65, 128, 153, 184, **188-191**, 193, 194, 195, 231, 232, 237, 241, 244, 245, 246, 263, 279
— : algalni 28, **30**
— : fekalni 16, **28-29**, 30, 45, 63, 231, 232, 238, 244, **246**, 279
peletiferni mikrit 65
peletni vapnenci 28-30, **188-191**, 193, 194, 195, 220, **246-247**
peletoidi 28, **30**
pelitni sedimenti 123, 156, 160, 168, **222**, 223, 307
pellet-bearing micrite 65
pelmikrit 23, 27, 45, 64, **65**, 191, 211, 219, 238
peloidi 22, 27, **29**, 42, 89, 101, 183, 184, 194, 200, 203, 233, 235, 237, 241, 244, 246, 255, 256, **257**, **261-264**, 279
peloidni vapnenci 255, **261-264**
pelsparit 27, 64, **65**, 184, 231, 238, 246
Penicillus 25
peptizacija 222
perenijalna jezera - *vidi*: trajna jezera
periplimni ciklusi - *vidi*: *peritidalni* ciklusi
— vapnenci - *vidi*: okoliši taloženja: periplimni
perireef - *vidi*: okoliš taloženja: prigreben (*perireef*)
perireefal facies - *vidi*: okoliš taloženja: prigreben (*perireef*)
perithalus 49
peritidal - *vidi*: okoliši taloženja: periplimni (*peritidalni*)
peritidalni ili periplimni ciklusi 142, **189**, 223
— ritmovi 142, **188**, 189
— vapnenci - *vidi*: okoliši taloženja: periplimni (*peritidalni*)
perkolacijska zona - *vidi*: zona procjeđivanja
permski evaporiti 72, 78, 114, 127, 135, 166, **168**, 170, 172, 308
— vapnenci 20, 40, 71-72, 168
pH vode 11, 13, 67, **81**, 173, 302
Pharetronidae 54
piedmont zone 152
pijesak (granulometrijski) 3, 267, 285, 297

pinnacle reef - *vidi*: greben: tornjasti
pirit 8, 24, 28, 60, 104, 161, 191, 234, 298, 299, 305
pisaća kreda - *vidi*: kredasti vapnenci
pitonele (*Pithonella*) 51, 284, 297
pizoidi 31, **35-36**, 63, **70-71**, 77, 93, 94, 192, **218-219**, 239
pizoidna građa 70, 94
— kora 71, 77, 239
pizoidni vapnenci 70, 77, 94, **219**, 239
pizolit 31
pješčana tijela 217, 249, 251, **252**, 254, **257**, 258, 260, **261**, 270
pješčane barijere i prudovi - *vidi*: okoliši taloženja: pješčanih barijera
- *vidi*: okoliši taloženja: pješčanih prudova
pješčani hrptovi (*sand ridges*) **254**, **255**, 261
— talozi 306, 307
— valovi (*sand waves*) **259**, 261
— žali ili plaže 257, 261
pjeskoviti muljnjak 307
— peliti 307
— vapnenac - *vidi*: vapnenac: pjeskoviti
plaža - *vidi*: žal
plažni pješčani hrptovi (*beach sand ridges*) 255
plažno-barijerni otoci 256, **261**, 265
plagioklasi 224
plaja (*playa*) - *vidi*: okoliši taloženja: plaja
planktonski (pučinski) organizmi - *vidi*: pelagični ili pučinski fosili
plastiklasti 22, **26-27**, 63, 141
Plattendolomit 170
playa - *vidi*: okoliši taloženja: plaja
pleistocen 31, 120, 121, 167, 255
plićaci s mirnom vodom (*calm water shoals*) - *vidi*: okoliši taloženja: niskoenergijski plićaci
plimna bara (*tidal pont*) 184, 193
— delta - *vidi*: okoliši taloženja: plimnih delta
— ravnica 16, 29, 30, 43, 44, 75, 77, 114, 141, 178, 180, 182, 184, 185, **188-200**, 211-213, **217**, 220, 223, **226-227**, 230-232, **242-243**, 256
— zona (*intertidal*) - *vidi*: okoliši taloženja: plimni
plimni kanali 28, 44, 126, 148, 182, 191, 192, 226, **233**, **234**, 237, 239, **240**, **242**, **255-256**, 257, 258
— okoliš - *vidi*: okoliši taloženja: plimni
— prudovi 17, 41, 42, 58, 87, 91, 92, 153, 203, 261
— rukavci ili zatoni (*tidal inlets*) 256, 257
— tempestiti - *vidi*: talozi olujnih plima
— vapnenci 28, 30, 50, 54, 187, **188-195**, 219, 238
plimno crpljenje (*tidal pumping*) - *vidi*: efekt plimnoga crpljenja
pliocen 19, 121, 167
plitka potplimna zona - *vidi*: okoliši taloženja: potplimni (*subtidal*)
podmorska klizanja - *vidi*: slampovi i slampiranje
podmorske padine 137, 142, 143, 144, 152, 180, 184, **285-294**
— lepeze 152, 290, 291, 300
— litice 143, 290, 291
podmorski kameni odroni (*rock falls*) 137, 144, 282, **284-285**, 291, 299
— kanjoni 137, 143, 144, 152, **282**, **285**, 286, 289, 290, 291, 299
podzemna miješana zona 80, 82, 85, **110**, 113-116, **120-122**, 123, 205, 241
poikilotopic calcite spar - *vidi*: cement: pojkilotipni
pojkilotipno uklapanje 94, 107, 172
polihaete 26
polihalit 163, 171
polimodalni sastav 139, 151
poliplakofore 10
polumjesečaste dine (*lunate dunes*) 258
ponikve 82, 224, 226
poplavna ravnica 152
pore u sedimentu 61, 70, 75, 82, 84, 88, 89, 99-103, 121, 134, 135, 136, **138**, 157
poroznost 69, 70, 75, 82, 84, 89, **99-103**, 135, 136, 140, 144, **157-160**, 162, 181, 241, 249, 275, 279, 293, 298
— : biogene skeletne rešetke (*framework porosity*) 157, 181
— : bioturbacijska ili nastala organizmima koju ruju talog (*burrowing porosity*) 159, 160
— : breča (*breccia porosity*) 135, 136, 144, 159, **160**
— : fenestralna (*fenestral porosity*) 157, **158**, 182
— : intergranularna 61, 75, 88, 91, 92, 93, 94, 99, 100, 101, 102, 108, 121, **138-140**, 151, **158**, 246, 255, **263**, 294, 301
— : interkristalna 134, **159**
— : interpartikularna - *vidi*: poroznost: intergranularna
— : interskeletna 157, 175, 277, 278
— : intragranularna 75, 88, 92, 94, 99, 100, 121, **157**
— : intrapartikulatna - *vidi*: poroznost: intragranularna
— : intraskeletna 157, 181, 277, 278, 280
— : kalupna ili moldička (*moldic porosity*) 68, 82, 135, 136, **159**, 249
— : kanalna (*channel porosity*) 82, **159**
— : karbonatnih sedimenata 99-103, **157-160**
— : kišobranska (*shelter porosity*) 157, **158**, 181, 183
— : kredasta (*chalky porosity*) 159, **160**, 298
— : međuskeletna 157, 250, 275
— : međuzrnska - *vidi*: intergranularna
— : moldička - *vidi*: kalupna
— : nastala djelatnošću organizama koji buše podlogu (*boring porosity*) 159, 160
— : oomoldička (*oomoldic porosity*) 159
— : primarna ili sinsedimentacijska 68, **157-158**, 162, 276
— : prslinska (*fracture porosity*) 159, 160
— : pukotina stezanja (*shrinkage porosity*) 159, 160
— : sekundarna ili postsedimentacijska 78, 84, 157, **158-160**, 162, 249, 276, 294
— : sklonišna - *vidi*: kišobranska
— : šupljinska (*vug, vuggy*) 82, 85, 135, 136, **159**
— : špiljska (*cave porosity*) 82, **159**

— : trošenja 135, 136, 160
— : unutarskeletna - *vidi*: poroznost: intraskeletna
— : unutarzrnska - *vidi*: poroznost: intragranularna
— : vapnenaca 75, 82, 85, **99-103**
— : *vuggy* - *vidi*: poroznost: šupljinska
Posidonia 296
postsedimentacijska breča - *vidi*: breča: postsedimentacijska dijagenetska
postsedimentacijski dolomiti - *vidi*: dolomiti: postsedimentacijski
"potapanje pruda na mjestu" (*in-place drowning*) 265-266
potiskivanje (*replacement*) 94, 96-99, 129, 131, 132, 133, 165
potopljena platforma (*drowned platform*) - *vidi*: karbonatna platforma: potopljena
potopljeni žal - *vidi*: okoliši taloženja: obalno lice
potplimna zona (*subtidal*) - *vidi*: okoliši taloženja: potplimni
potplimni (*subtidal*) okoliš - *vidi*: okoliši taloženja: potplimni
potresi 143
povlačenje facijesnih pojasa (*backstepping*) 211
površina maksimalnoga preplavljivanja - mfs 208
površinska silicifikacija 97, 222
prah ili silt (granulometrijski) 3, 4, 5, 154, 155, 267, 294, 296, 297, 304, 305
prahoviti marlit 155
— lapor - *vidi*: lapor: prahoviti
— sedimenti 179, 304
prahovnjak 5
— : glinoviti 5
— : kalcitični 5
— : kalcitično-glinoviti 5
praživi (*Protozoa*) 51, 54
pradavno okršavanje (*paleokarstification*) 146, 147, 203, 211, **218-225**, 235
— tlo - *vidi*: paleotlo
predgrebenska padina 183, 200, 280, 286, 288, 290, 292
prekambrij 273
preljevna lepeza (*washover fan*) 254
preljevni lobovi ili režnjevi (*spillover lobes*) 257-258, 261
pressure contraction 105
pressure solution - *vidi*: tlačno otapanje
pridnene struje (*longshore currents*) 254, 299, 300, 302
priobalni plićaci 26, 28, 58, 59
prirodni plin 160, 161, **162**
prizmatična mikrostruktura - *vidi*: mikrostruktura ljuštura: prizmatična
progradacija 87, 151, 152, 161, 166, 168, 190, 195, 206, 237, 242, 243, 250, 255, 262, 263, 266, 275, 289, 290, 291, 302
— barijernih otoka 262, 263, 265
— grebena 87, 187, 189, 199, 199, **200**, 201, 260, 275, **276**, 280, 281
— karbonatnih pješčanih tijela 199, **200**, 206, 255, 262, 266
— klinoformnih tijela 151, 198, 210, **260**, 275, 291
— pješčanih prudova 87, 255, 266
— platforme 290
— plimne ravnice 77, 87, 187, 190, 196, **198-200**, 237, **242-243**
— ruba karbonatne platforme 206, 217
— rudistnih kolonija (biostroma) 202, 250, **260**
— subakvatskih dina 195, 201, 202, 250. 251, **260**
— turbiditnih lepeza 291
proksimalno područje 143, 152, 153, 287, 300
Prominska formacija 138, 150
prominski komglomerati 138, 151, **152-153**
propusnost 124, 129, 139-140, 146, 149, 158, 160, 279, 298
prosobranhije 10
protodolomiti 112, 119, 135
protozoe (*Protozoa*) - *vidi*: praživi
prozirni dolomit (*limpid dolomite*) 128
pseudointraklasti 28
pseudomorfoza 171
pseudoooidi 30
pseudopeloidi 28, **30**
pseudosparit 23, 95
pteropod ooze - *vidi*: pteropodni muljevi
pteropodi 10, 12, 294, 295, 296
pteropodni muljevi (*pteropod ooze*) 294
pučina na platformi 180
— na šelfu 180
pučinski organizmi - *vidi*: pelagični ili pučinski fosili
punctate brahiopoda 56
pukotine isušivanja ili desikacije 28, 44, 119, 126, 127, 141, 166, 168, 187, 188, 190, 191, 192, 210, 212, 213, 228-231, 233, 236, 237, 238, 306, 308
— stezanja (*shrinkage cracks*) 126, 160, 228, 230
putroidi 31
puzanje sedimenta 285
puževi - *vidi*: gastropodi

R

rabdoliti *298*
radial microfabric ooids 31-32
radiolarian ooze - *vidi*: radiolarijski muljevi
radiolarije 54, 97, 183, 294, 295, 296, 297
radiolarijski muljevi (*radiolarian ooze*) 17, 179, 294, 295, **296**
radston (*rudstone*) 37, 38, 41, **62**, 63, 181, 183, 184, 200, 203, 210, 214, 240, 250, 255, 259, 261, **263**, 278, **280**, 287, 293
rahli biomikrit 65
— pelmikrit 65
ramenonošci - *vidi*: brahiopodi
random microfabric ooid 31, 32
rasjedne brazgotine 137, 152, **285**
— padine 143
rasoli - *vidi*: *brine*
Rauhwacke - *vidi*: opučnjaci

ravna laminacija - *vidi*: *flat*-laminacija
— slojevitost - *vidi*: *flat*-slojevitost
redolomitizacija 78
reduktivna blatišta *vidi*: blatišta bogata crnom organskom tvari
reduktivni uvjeti **28**, 141, 190, **191**, 193, 194, 195, **234-235**
reef - *vidi*: greben
— *breccia* - *vidi*: breča: grebenska
— *complex* - *vidi*: okoliši taloženja: grebenski kompleks
— *core* - *vidi*: grebenska jezgra
— *crest* - *vidi*: grebenska krijesta
— *flank* - *vidi*: grebenski bok
— *flat* - *vidi*: grebenska pličina ili ravnica
— *front* - *vidi*: čelo grebena
— *mounds* - *vidi*: grebenski humci
— *slope* - *vidi*: grebenska padina
reflux model - *vidi*: dolomitizacija: modelom povratnoga strujanja
regionalni akvatski sustav meteorske vode 78, 80-81
regresivna barijerna sekvencija 263
— — — pokrupnjavanja naviše 263
— *sabkha* sekvencija - *vidi*: regresivni *sabkha* ciklus
— taložna sekvencija 255
regresivni periplimni ciklus 243
— *sabkha*-ciklus 98, 127, **165-167**, 187, 195, 237
— slijed 166, 168, 195, 269
regressive barrier coarsening-upward sequence - *vidi*: regresivna barijerna sekvencija
rekristalizacija (prekristalizacija) 23, 25, 26, 63, 73, 78, **94-96**, 134, 135, 144, 145, 146, 155, **156**, **222**, 279
— matriksa 23, 25, 26, 144, 145, 146
rekvijenije 246
relativno dizanje morske razine 82, **198**, 201, **204**, 206, **207**, 209, 212, 213, 235, 265, 275, 276, 297, 299
— snižavanje morske razine 82, 187, 191, 193, **198**, **200**, **204-207**, 209, 212, 235, 242, 261, 275, 276, **279**
replacement - *vidi*: potiskivanje
resedimentirani karbonati 282, **284-294**
— vapnenci 183, **284-294**
restricted marine environments - *vidi*: okoliši taloženja: zaštićeni marinski
— *shelf* - *vidi*: okoliši taloženja: unutarnji dio karbonatne platforme
— *shoals* - *vidi*: okoliši taloženja: zaštićeni plićaci
retrogradacija 206, **207**, 265
rhizoid - *vidi*: rizoidi
rhodolites - *vidi*: rodoliti
Rhodophyta - *vidi*: alge: crvene
riblji facijes 284
ridge and rill structures 45
rifting 14, 208, 288
riftovi 299
rimmed shelf - *vidi*: karbonatna platforma tipa obrubljenoga šelfa
riplovi 183, 202, 232, 253, 255, 256, 257, 266, 270, 301, 303
— : asimetrični 257, 258, 259
— : malih dimenzija 183, 232, 301
— : simetrični 257, 269, 270
— : strujni 202, 266, 270
— : valni 255, 256, **257**
ritmička sedimentacija 28, 142, 185
— slojevitost 179, 185
ritmičnost 185
ritmiti 249
Rivularia 43
rhizocretions - *vidi*: rizokrecije
rizoidi 71, 218
rizokrecije 255
rock falls - *vidi*: kameni odroni ili sipari
rockfall breccia - *vidi*: breča: odronska
rodoficeje - *vidi*: alge: crvene
rodohrozit 8
rodoidi 31, 37, **40**, 49
rodoliti (*rhodolites*) 31, **40**, 49
romboedrijsko pakiranje zrna 101, 106, **139-140**
rounded biosparite - *vidi*: zaobljeni biosparit
rozalit 152
rožnjak 96, 151, 181, 183, 270, 295, 296, 297
rub karbonatne platforme 14, 76, 124, 179, 180, 183, 184, 211, 217, **249**, 251, 261, 272, 290, 293
— šelfa 180, 183, 184, 217, 261, 293
— bazena 180, 181
rubifikacija 224, 225
rudisti 46, 57, 98, 195, 201, 202, 244, 246, **249-251**, 260, 259, 260, 297
rudistne kolonije 201, 202, **250-251**, 260
rudistni vapnenci 47, 98, 124, 158, 195, 201, 202, 210, 225, 244, 260, **259-260**, 284
rudstone - *vidi*: radston
Rugosa tetrakoralji 55
run-off transport 143
rutil 224

S

sabkha 16, 17, 37, 43, 97, 98, 110-111, 113, 114, 117, 118, 127, **164-167**, 168, 170, 171, 180, 182, 188, 195, 205, 226, **236-237**, 228, 242, 244, 248, 256
— anhidriti 98, 99, 127
— ciklus 98, 127, **165-167**, 171
— evaporiti - *vidi*: evaporiti: *sabkha* tipa
— okoliš - *vidi*: okoliši taloženja: *sabkha* ili salina
Saccocoma - *vidi*: sakokoma
saddle dolomite - *vidi*: dolomit: sedlasti
sakokoma 59, 106, 297
salina - *vidi*: *sabkha*
salinitet 13, **15**, 16, 31, 33, 49, 55, 58, 75, **83**, 89, 110-111, **163-171**, 173, 243, 244, 245, 272, 279
Salpingoporella annulata 24
salpingoporelski vapnenci 47
sand ridges - *vidi*: pješčani hrptovi (*sand ridges*)

— *waves* - *vidi*: pješčani valovi (*sand waves*)
sapropelin 162
sapropelit 160, 296
sarmat 86, 303, 305
scaglia - *vidi*: "skalja" (*scaglia*) vapnenci
Scaglia Bianca 297
— *Rossa* 297
Schillkalk 48
Schizotrix 43, 127, 306
SCS - *vidi*: kosa slojevitost: dolinasta - SCS (*swaley cross-stratification*)
Scytonema 43
sedimentary environments - *vidi*: okoliši taloženja
sedimentni budinaž 249
— facijes - *vidi*: facijes
sedlasti dolomit - *vidi*: dolomit: sedlasti
sedra - *vidi*: vapnenačka sedra
sedrena barijera 67, 68-69, 82
seepage reflux 118
seizmoturbiditi 290
sekundarni dolomiti - *vidi*: dolomiti: kasnodijagenetski
sekvencija 137, **185**, 186, 201, 202, 203, 205, 207, 208, 209, 211, 212, 242, 250, 263, 265, 266, 269-270, 280, 290, 293
— oplićavanja naviše 202, 211, 242, 280, 290
— podebljavanja naviše 212-213
— pokrupnjavanja naviše 201, **202**, 203, 250, **263**, 266, 280, 290
— positnjavanja naviše 201, 242, 265
— stanjivanja naviše 212-213
— tipa 1 205
— tipa 2 207, 208
— : alociklička **185**, 186
— : autociklička **185**, 186
— : Boumina 151, 290, 292
— : BPHFXM - *vidi*: sekvencija: tempestitna
— : debritna 137, 287, **289**
— : regresivna **209-211**, 263
— : tempestitna **266**, 267, **269-270**, 293
— : transgresivna 206, 209-210, **265**
sekvencijska granica tipa 1 147, **205**, 206
— — tipa 2 206, 207
sekvencijalna stratigrafija 186, 208, **211-216**
sequence stacking pattern - *vidi*: unutarnje ustrojstvo sekvencije
sericit 4, 5, 155, 156
sericitni matriks 156
— vapnenac 156
sericitizacija 156
serpuliti 8, 10, 26, 37, 56, 244, 274
sesilni organizmi 183, 273, **278**
sferokobaltit 8
sferosiderit 11
sfinktozoji 54
shallowing upward cycles (parasequences) - *vidi*: ciklusi oplićavanja naviše
shallow subtidal - *vidi*: okoliši taloženja: plitki potplimni (*shallow subtidal*)
shelf-margin edge - *vidi*: sistemski trakt klina šelfnoga ruba - SMW
shelter porosity - *vidi*: poroznost: kišobranska
shoals with agitated water - *vidi*: okoliši taloženja: plićaci s pokretljivom vodom
shrinkage cracks - *vidi*: pukotine stezanja
— *porosity* - *vidi*: poroznost: pukotina stezanja
SH-stromatoliti - *vidi*: stromatoliti: SH
siderit 8, **11**, 151
sige - kalcitne cjedine (speleotemi) 63, **72**, 74, 79, 82, 90, **219**
simplicity principle 109
silcrete - *vidi*: silkrete
siliceous sinter 70
silicification - *vidi* silicifikacija
silicifikacija 73, 91, **96-97**, 136, 148, 149, 222
— : kasnodijagenetska 96, 97, 136, 222
— : ranodijagenetska 91, **96**
silicijeva kiselina 96, 97, 225
silicijski sedimenti 96, 179, 284, 295
siliciklastični materijal - *vidi*: detritus: siliciklastični
— sedimenti 295-296, 303
— hemipelagični muljevi 296, 299
silicispongije - *vidi*: spužve: kremenjašice
silikoflagelati 296
silkrete (*silcrete*) 97
silt - *vidi*: prah
siltični - *vidi*: prahoviti
siltiti 303, 308
silur 55
silvin 163, 168
simetrični riplovi - *vidi*: riplovi: simetrični
singenetski dolomiti - *vidi*: dolomit: ranodijagenetski
sintaksijalni cement - *vidi*: cement: sintaksijalni
sinter - *vidi*: vapnenački sinteri
sipari - *vidi*: kameni odroni ili sipari
siparišna breča - *vidi*: breča: siparišna
siparište 137, 143, 144, 146
sistemski trakt 204, 205, 213
— — klina šelfnoga ruba - SMW (*shelf-margin wedge*) 204, 206, **207**, 216
— — niske razine - LST 114, 120, **204-208**, 213, 214, 216, 275, 276
— — preplavljivanja ili transgresije - TST 114, **204**, 206, **207**, 209, 213, 214, 216, 265, 276
— — visoke razine - HST 114, **204**, **206**, 209, 213, 214, 216, 276, 298
sitna fauna - *vidi*: patuljasta fauna
skafopodi 10
"skalja" (*scaglia*) vapnenci 297
skeletal reef - *vidi*: greben: skeletni
skeletna rešetka (*framework, framebuilt*) 15, 183, **272**, 273, 274, **277**, 278, 279, 280
skeletne šupljine 188

skeletni greben - *vidi*: greben: skeletni
skeletni hemipelagični muljevi 296
— sastojci 22, 25, 41, 43, 46, **47-60**, **61-63**, 64, 88, 157, 244, 245, 254, 256, 279
— vapnenci 17, 26, 43, **47**, **47-60**, 62, **63**, 64, 160, 254, 255, 256, 257, 298
"smrdljivi vapnenci" - *vidi*: *Stinkkalke*
skleraktinije 10
sklerospongije 10
sklop sedimenta 139
slabo isprani biosparit 65-66
slamp 28, 142, 181, 202, 282, **284-286**, 289, 292, 299
— struktura 142
slampiranje 142, 181, **285-286**, 289, 292
slampne brazgotine ili ožiljci (*slump scars*) 202, **292**
— breče - *vidi*: breča: slampna
slana jezera 113, 125, **163**
slatkovodni vapnenci **66-72**, 93, 210, **303-306**
sloj olujne plime - *vidi*: talozi olujnih plima
slope aprons - *vidi*: padinski zastori
slope scar fills - *vidi*: ispuna padinskih brazgotina - SSF
slump - *vidi*: slamp
— *breccia* - *vidi*: breča: slampna
— *scars* - *vidi*: slampne brazgotine ili ožiljci
smektit 123, **156**, 191
SMF - *vidi*: Wilsonovi standardni mikrofacijesi
smitsonit 8
SMW - *shelf-margin wedge* - *vidi*: sistemski trakt klina šelfnoga ruba
sole marks - *vidi*: tragovi: vučenja
Solenoporaceae - *vidi*: alge: solenoporaceje
soli 147, **163-164**, 167, 170, 306, 307
solifluction - *vidi*: soliflukcija
soliflukcija 143
solne kore 306
solution canibalization 124
— *seams* 106
— *carbonate breccia* 147
sortirani biosparit 65-66, 259
— intrasparit 65
sortiranost 255, 256, 259, 285, 301
sparit - *vidi*: sparitni kalcit
sparitni dolomit 84, 128
— kalcit 22, 23, 26, **63**, 64, 65, 68, 70, 74, **77**, 84, 95, **106-107**, 124, 125, 183, 278
— vapnenci 64, **66**, 277
sparry calcite (*calcite spar*) - *vidi*: sparitni kalcit
sparse biomicrite 65
speleotemi - *vidi*: sige
Spheracodium - *vidi*: onkoidi: *Spheracodium*
spikule 97, 295, 296, 297
spikulit 183
spillover lobes - *vidi*: preljevni lobovi ili režnjevi
spongy oncoids - *vidi*: onkoidi: spužvasti
Spritzwasserbereich 176
spužve kremenjašice (silicijske) 97, 295, 296, 297
— : vapnenačke 8, 9, 10, 15, 25, 26, **54**, 55, 182, 241, 259, 273, 280, 298
sredina taloženja - *vidi*: okoliši taloženja
SSF - *slope scar fill* - *vidi*: ispuna padinskih brazgotina
stalagmat 72
stalagmit 72, 82
stalaktit **72**, 79, 82, 93
standardni mikrofacijesi - *vidi*: Wilsonovi standardni mikrofacijesi
stehiometrijski dolomit - *vidi*: dolomit: stehiometrijski
stijene plaža (*beach rocks*) 76-77, 87, 93, **92**, 94, 218
stijensko kršje - *vidi*: drobina
stiloliti 84, 99, **102-106**, 108, 150, 194, 221
stilolitizacija - *vidi*: stiloliti
stilolitni šavovi 103-106, 108, 150
Stinkkalke 170
Stinkkarbonate 170
storm beds - *vidi*: olujni slojevi
— *deposits* - *vidi*: olujni sedimenti
— *weather vave base* (SWVB) - *vidi*: osnovica valova olujna vremena
storm-tide deposits - *vidi*: talozi olujnih plima
stražnji žal (*backshore*) - *vidi*: okoliši taloženja: stražnji žal
stratiform cryptalgal sheets - *vidi*: stromatoliti: planarni tankolaminirani kriptalgalni
stromatactis - *vidi*: stromataktis
stromataktis 92, **158**, 273, **278-279**
stromatolite buildup - *vidi*: stromatolitne grebenske tvorevine
stromatoliti **42-46**, 48, **50**, 61, 62-64, 67, 119, 127, 141, 148, 158, 165, 166, 170, 182, 184, **188-190**, 192, 193, 210, 218, **230-233**, **238-240**, 246, 279, 304, **306**, 307, 308
— : izduženi stupasti (*elongated columns*) **45**, 238
— : kupolasti 43, 274
— : LLH ili *Collenia* tip 38, **43-44**, 45, 46, 141, 184, **188-190**, 192, 193, 202, 210, 232, **237**, **238**
— : planarni tankolaminirani kriptalgalni (*stratiform cyptalgal sheets*) 45, 184, 274
— SH ili *Cryptozoon* tip 38, **43-44**
— : slatkovodni 304, **305-306**
— : stupasti ili kolumnarni (*columnar structures*) 44-45, 23
— : valoviti 45, 274
stromatolitne breče 189, 308
— kore 308
— lamine **42-46**, 126, 127, 128, 141, 170, 184, 189, **230-233**, 238, 240, 308
— organogene grebenske tvorevine (*stromatolite build-ups*) 43, **45**, **273-274**
Stromatoporoidea - *vidi*: stromatoporoidi
stromatoporoidi 42, **54**, 55, 203, 214, 259, 274
stroncijanit 7
structure grumeleuse - *vidi*: struktura: grumelozna
strujni riplovi - *vidi*: riplovi: strujni
struktura u smislu engl. termina *texture*:

— : acikularna ili igličasta 98, 99
— : afanokristalinična 95
— : anhedralna ili ksenotipna (alotriomorfna) 128, **131-132**
— : biomikritna 27, 64, 65-66
— : biosparitna 27, 64, 65-66
— : detritična boksitna 225
— : dolomita 127, 128, **131-133**
— : euhedralna - *vidi*: struktura: idiotipna
— : geopetalna **93-94**, 95, 127, 128, 132, 158, 181, 183, **218-219**, 229, 233, 275, 280, 290
— : grumelozna 26, **96**
— : hipidiotipna ili hipidiomorfna 23, 128, 130, **131**, 133, 144,
— : idiotipna ili idiomorfna 112, 128, **131-134**, 159
— : kriptokristalasta ili mikritna 4, 86, 88, 89, **95**, 103, 128, 155, 156, 159, 297
— : kriptokristalinična - *vidi*: struktura: kriptokristalasta
— : krupnokristalinična - *vidi*: struktura: makrokristalasta
— : ksenotipna - *vidi*: struktura: anhedralna
— : "kuće od karata" 100
— : mikritna 22-26, 27, 88,
— : makrokristalasta 95, 98, 112, 131
— : mikrokristalasta (mikrokristalinična) 4, 23, 25, 95, 103, 128, **130-132**, 155, 170
— : mozaična dolomitna 112, **130-132**, 134, 144
— : oolitična boksitna 225
— : oosparitna 27, 64
— : pelitno-klastična 155
— : pelitomorfna boksitna 225
— : pelsparitna 27, 65
— : pojkilotipna 94, 106, 107, 108, 172
— : saćasta 100, 131
— : sitnokristalinična 95, 112
— : srednjokristalinična 95
— : stromatolitna 27, 43-46
— : subhedralna - *vidi*: struktura: hipidiotipna
— : šećerasta - *vidi*: dolomiti: šećerasti
struktura u smislu engl. termina *structure*:
— : *ball and flow* 249
— : *ball and pillow* 180
— : deranja i ispunjavanja - *vidi*: tragovi deranja
— : istiskivanja vode 289
— : loptaste - *vidi*: struktura: *ball and pillow*
— : "pješčanoga sata" 127, **229**
— : "ptičjega oka" - *vidi*: fenestre
— : slamp 142, 181, 202
— : tečenja 180
— : *tepee* 77, 126, **218**, 229, 238, 239
strukturni sastojci vapnenaca 22-60, 61, 88
— spektar vapnenaca 65-66
stupanj uređenosti kristalne rešetke dolomita **112**, 129, 132
Stylocodium 40
subaerski uvjeti 71, 93, 143, 146, 160, 211, **218-219**, 230, 235, 239
subaersko trošenje 143, 146, 147, **218**, 219, 235
subakvatske dine 195, 202, 250, **251**, 255, **260**, **258-259**, 261, **265-266**
subaqueous dunes - *vidi*: subakvatske dine
subdukcija 187
sublittoral 176, 217
submarinska lepeza - *vidi*: podmorska lepeza
subsidencija 13-14, 78, 99, 173, 177, 198, 205, 208, 216, **242**, 243, 263
subtidal - *vidi*: okoliši taloženja: potplimni
sucrosic dolomite - *vidi*: dolomiti: šećerasti
sudoit 224
suha kamena lavina 143
suhi zrnski tok 143
sulfatne bakterije - *vidi*: bakterije koje reduciraju sulfate
sulfidi 11, 305
sumporovodik 302
superciklus - *vidi*: megaciklus
superficial ooids 33
supralitoral 176, 217, **228**
supralittoral - *vidi*: supralitoral
supratidal - *vidi*: okoliši taloženja: natplimni ili *supratidalni*
supratidalne močvare - *vidi*: okoliši taloženja: *supratidalne* močvare
surf zone - *vidi*: zona mlata ili udaranja valova (*surf zone*)
surface silicification - *vidi*: površinska silicifikacija
sustav transgresivnog prekrivanja (*onlapping transgressive system*) 207
suturirani kontakti **102**, 104, 108, 140
swaley cross stratification - *vidi*: kosa slojevitost: dolinasta - SCS
swash zone - *vidi*: zona zapljuskivanja (*swash zone*)
SWVB - *vidi*: osnovica valova olujna vremena
system tract - *vidi*: sistemski trakt

Š

šamozit 11
šavovi otapanja 104, 105
šećerasti dolomit - *vidi*: dolomit: šećerasti
šejl 5, 123, 161, 170, 180, 249
— kalcitični 5, **155**, 161
— naftni - *vidi*: naftni šejlovi
— vapnenački 155, 161
šelf 19, 99, 180, 183, **217**, **245**, 253, 259
— : karbonatni 19, 217, 298
— : otvoreni (*open shelf*) 180, 183, 259
— : srednji (*middle shelf*) - *vidi*: okoliši taloženja srednjega šelfa
— : unutarnji (*inner shelf*) 99, 100, **217**, **245**, 253
— : vanjski (*outer shelf*) 217
— : zaštićeni (*resticted shelf*) 217
šelfni prekid - *vidi*: zona prekida obrubljenoga šelfa ili platforme
Šestanovac facijes 283
školjkaši 10, 25, 38, 47, 48, 55, **57-58**, 59, 154, 157, 158, 159, 183, 200, 235, **239**, 240, 244, 245, **249-251**, 259, 263, 273, 303
— : debeloljušturni **58**, 58, 245, 259
— : tankoljušturni **58**, 183, 244, 245, **296**, 298
škrape 82
šljunak (granulometrijski) 137, 139, 143, 285
šortit 163
špiljski biseri (*cave pearls*) 35, 36, **72**
— sedimenti 79, 82
— vapnenci 72, 79
šupljine otapanja 85, **195**, 196, **218**, 219, 279
šupljine ptičjega oka - *vidi*: fenestre

T

Tabulata - *vidi*: tabulate
tabulate 10, 54, 55
Tabulozoa - *vidi*: tabulate
taložna sekvencija **201**, 203, **204-207**, 209, 211-216
talozi detritnih tokova - *vidi*: debriti
— muljnoga toka (*mud flow deposits*) 289
— nastali pridnenim strujama - *vidi*: konturiti
— olujnih plima (*storm tide deposits*) ili plimni tempestiti 87, **141**, 189, 194, 198, 212, 228, 232, **233-235**, 239, 253, 257, 260
— podnožja padine (*toe-of-slope deposits*) 205, 299
— visokih plima 228, 229, 230, 231, **233-235**
tangencijalni kontakti 140
tangential microfabric ooids 32
tektonika 13, 82, 142, 143, 145, 146, 148, 149, 173, **185**, 186, 187, 209, 242, 288, 289, 291, 297, 299
— ploča 208
— : globalna - *vidi*: globalna tektonika
— : sinsedimentacijska 13, 14, 78, 82, 142, 143, 145, 177, 197, 209, 216, 242, 296, 297
tektono-eustatika 201, 208
tektonske razdrobljene zone 8, 82, 123, 149, 288
tektonski melanž 289
tekući ugljikovodici 162
temeljna masa - *vidi*: matriks
tempestites - *vidi*: olujni sedimenti i olujni slojevi
tempestiti - *vidi*: olujni sedimenti i olujni slojevi
tempestitna BPHFXM-sekvencija - *vidi:* sekvencija: tempestitna
— kokina 239, **251**, 266
tenardit 163
tentakuliti 295
teorija tlačne kontrakcije 104-105
— tlačnoga otapanja 105
tepee structures - *vidi:* struktura: *tepee*
tepee-struktura - *vidi:* struktura: *tepee*
tercijar 24, 121, 248, 263, 275
terestički sulfati 163
— vapnenci 66, **67-72**
terigeni muljevi 19
— nekarbonatni sastojci vapnenaca 60
termoklina 77
terra rossa - *vidi:* zemlja crvenica
tetrakoralji 55
textural spectrum 65
Thalassia 25
thick subtidal-dominated parasequences - *vidi*: parasekvencije s prevlašću *subtidalnih* članova
thickening-upward parasequences - *vidi*: parasekvencije s podebljanjem *subtidalnih* članova naviše
thin tidal flat-dominated parasequences - *vidi*: parasekvencije s prevlašću *intertidalnih* i *tidal flat* članova
thinning-upward parasequences - *vidi*: parasekvencije sa stanjivanjem *subtidalnih* članova naviše
thrombolite - *vidi*: tromboliti
tidal channel fill - *vidi*: ispuna plimnih kanala
— *flat* - *vidi*: okoliši taloženja: plimnih ravnica
— *inlets* - *vidi*: plimni rukavci ili zatoni
— *pond* - *vidi*: plimna bara
— *pumping* - *vidi*: efekt plimnoga crpljenja
tinjci 153, 155, 156, 223, 268
tinjčasti minerali 223, 224
tintinide 53, 54, 295
Tintinnidae - *vidi*: tintinide
titon 20, 24, 46, 54, 105, 122, 130, 142, 158, 192, 193, 203
tlačno otapanje (*pressure solution*) 74, 83, **84**, 99, 100, 101, **102-105**, 140, 149, 150
toe-of-slope deposits - *vidi*: talozi podnožja padine
— — — *aprons* - *vidi*: padinski zastori
tok klasta obavijenih ledom (*frost-coated clast flow*) 143
— stjenskoga kršja - *vidi*: debritni tok
tool marks 270
topljivost amorfnoga opala 97
— dolomita 112
— kalcedona 97
— karbonata 83, 85
— kvarca 97
trajna (perenijalna) jezera 303-308
tragovi deranja 254, 268, 289, 292
— rovanja (*burrows*) 244, 257
— vučenja 267, 268
— zadiranja 152, 267, 268
transgresija (preplavljivanje) 14, 190, 196, 201, **204**, 206, **207**, 210, 211, 223, **265-266**, 283
transgresivna površina - TS (*transgressive surface*) 208
— sekvencija - *vidi*: sekvencija: transgresivna
transgresivne barijerne sekvencije positnjavanja naviše 265
transgressive barrier fining-upward sequence - *vidi*: transgresivne barijerne sekvencije positnjavanja naviše
transgressive surface - *vidi*: transgresivna površina - TS
transgressive system tract - *vidi*: sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije - TST
travertin 63, 67, **70-71**
— kalcitni 63, 67, **70-71**
— aragonitni 71
travertine - *vidi*: travertin
trijas 40, 55, 146, 223, 225
trijaski dolomiti 127, 130, 146, 225

— vapnenci 223, 225
triplet 304
tripoli 305
tromboliti 43
trona 163
trošenje dolomita 160
— vapnenaca **81- 83**, 146, 160
truncated megaripples - *vidi*: odsječeni megariplovi
TS - *transgressive surface* - *vidi*: transgresivna površina
TST - *transgressive system tract* - *vidi*: sistemski trakt preplavljivanja ili transgresije
tuberoidi 31, 54
tufa - *vidi*: vapnenačka sedra
turbidite aprons - *vidi*: turbiditni zastori
— *sheets* - *vidi*: turbiditni pločasti pokrovi
turbiditi 179, 181, 205, 206, 284, 286, 287, 288, **290-294**, 298, 298, **300**
— distalnoga područja 286, 287, 290, 298
— proksimalnoga područja 286, 287, 300
— : kalkarenitni 289
— : karbonatni - *vidi*: alodapski vapnenci
— : krupnozrnasti 151, 290
— : sitnozrnasti ili muljeviti 286, 287, 289, 290
— : srednjezrnasti ili pješčani 151, 289, 290
turbiditna lepeza 161, 205, 206, **208**, 290, 291, 293, 300
turbiditne struje (tokovi) 179, 282, 285, 286, 287, 288, **290-294**, 304
— — male gustoće 282, 288, 290
— — velike gustoće 282, 288, 290
turbiditni zastori (*turbidite aprons*) 300
— pločasti pokrovi (*turbidite sheets*) 300
Turritella 58
"tvornica karbonata" 16, 241, 256
tvrdo dno (*hardground*) 41, 50, 55, **76**, 92, 94, **248**, 295

U

ubušivanja 26, 76
ugljična kiselina 81-82, 85
uljni škriljavci - *vidi*: naftni šejlovi
umbrella effects - *vidi*: poroznost: kišobranska
undathem 180
Unterwasserbereich 176
unutarnje ustrojstvo sekvencije (*sequence stacking pattern*) 205, **211-216**
unutarnji dio platforme i obrubljenoga šelfa - *vidi*: okoliši taloženja: unutarnjega dijela platforme
unutarplatformno korito 297
upwelling - *vidi*: uzlazno strujanje vode
uzlazno strujanje vode (*upwelling*) 283

V

vadoidi 31, **35**, 218
vadoids - *vidi*: vadoidi
vadolit 31
vadose ooids - *vidi*: vadozni ooidi
— *pisoids* 35, 71
vadozna cementacija - *vidi*: cementacija vapnenaca u vadoznoj zoni
— dijageneza 36, 71, 74, **78-80**, 81, 82, 85, 90, 91, 92, 93, 94, 187, 188, 190, 195, 196, 205, 212, **218**, 277
— zona 35-37, 71, 74, 77, **78-80**, 81, 82, 85, 90, 91, 92, 94, 146, 148, 185, 187, 190, 195, 196, 205, 212, **218-219**, 233, 255, 277
vadozni ciklus 196
— kristalni silt 9, 36, **90**, **93**, **94**, 95, 127, 190, 192, 195, 196, **218-220**, 229, 232, 239
— ooidi 31, **35**, 37, 94, 190, 192, 195, 196, **218**, **219**, **233**, 239
— peletni silt **94**, 190, 192, 195, 218
— pizoidi **35**, 37, 71, 94, 190, 192, 196, **218-219**, **233**, 239
— vapnenci 192, 195, 196, **218-219**, 276
vadozno tlo ili gornja vadozna zona **79**, 90, **218-219**
valendis 37, 45, 91, 188
valni riplovi - *vidi*: riplovi: valni
valovita laminacija 293
— slojevitost 249
valutičnjak - *vidi*: konglomerat
Van Krevelenov dijagram 162
vanjski dio karbonatne platforme - *vidi*: okoliši taloženja: vanjskoga dijela karbonatne platforme
vapnenac 3-4, 7-108
— s rožnjacima 270, 281, 284, 297
— : alodapski - *vidi*: alodapski vapnenci
— : dolomitični **3-4**, 81, 129, 133
— : glinoviti **3-4**, 154, 155, 179, 180, 183, 297
— : glinoviti dolomitični 3, 4
— : glinovito-prahoviti 5
— : hemipelagični 290, 295, **296**
— : pelagični - *vidi*: pelagični vapnenci
— : pjeskoviti **3-4**, 154,
— : pjeskoviti dolomitični 3, 4
— : prahoviti **3-5**, 179
— : prahoviti dolomitični 3, 4
— : sericitni 156
— : siltični - *vidi*: vapnenac: prahoviti
— : slatkovodni i terestički **66-72**, 304
— : stromatolitni **42-46**, 48, **50**, 61, 62-64, 67, 119, 127, 141, 148, 158
vapnenačka breča - *vidi*: breča: vapnenačka
— sedra (*tufa*) 8, **67-70**, 82, 303, 306
vapnenačke alge - *vidi*: alge
— spužve - *vidi*: spužve
vapnenački debriti - *vidi*: debriti: vapnenački
— glinjak 153, 223, 307
— lapor - *vidi*: lapor: kalcitom bogati
— mulj 16, 19, **22-26**, 44, 61, 63, 67, **99-102**, 142, 152, 230, 231, **236-239**, 241, 242, 246, **273**, 282, 283, 287, 288, 293

— muljnjak - *vidi*: kalcitični muljnjak
— pješčenjaci - *vidi*: kalklitit
— sinteri 66, **67**, 69, 70
— talog 4, **7-13**, **22-26**, 99-102, 142
— *tufa* - *vidi*: vapnenačka sedra
— turbiditi - *vidi*: alodapski vapnenci
"vapneni dolomit" 3
varve 86, **168-169**, 171, 302, **303**, **304**, 307
— : evaporitne **168**, 171, 307
— : glacijalne 304
— : jezerske 307
— : neglacijalne godišnje 305
varve-scale lamination - *vidi*: ciklusi dimenzija varva
vaterit 12
vekston (*wackestone*) 24, 37, 51, 52, **61-62**, 63, 100, 130, 148, 149, 150, 166, 180, 250, 262, 265, 266, 270, 273, 181, 183, 188-196, 201, 202, 203, 210, 214, 220, 223, 232, 235, 245, 246, 278, 279, 280, 287, 292, 297, 300
vermikulit 224
vijugava laminacija ili konvolucija 184, 287, 289, 292, 293
visoke plime 44, 114, 117, 127, 174, 182, 190, 198, 205, **227**, 228, 231, 233, 234, 235, 238, 254
visoko stanje morske razine 14, 204, 298, 299
viterit 7
vitrinit 162
vrtače - *vidi*: ponikve
vug porosity - *vidi*: poroznost: šupljinska
vuggy porosity - *vidi*: poroznost: šupljinska
vulkanogeni hemipelagični muljevi 296, 299
vulkanoklastični materijal 60, 296, 299
vulkanski pepeo 60, 97, 294, 296

W

wackestone - *vidi*: vekston
washover fan - *vidi*: preljevna lepeza (*washover fan*)
Wilsonovi facijesni pojasi 179-182
— standardni mikrofacijesi 182-184
whitings - *vidi*: aragonitne bjeline

Z

zagreben - *vidi*: okoliši taloženja: zagrebenski
zagrebenska laguna - *vidi*: okoliši taloženja: zagrebenskih laguna
zaobljeni biosparit (*rounded biosparite*) 66
zaobljenost 151, 256, 259
zastori donjega dijela padine - *vidi*: padinski zastori
zastori stope padine (*toe-of-slope- aprons*) - *vidi*: padinski zastori
zaštićeni plićak - *vidi*: okoliši taloženja: zaštićeni plićaci
zbijanje - *vidi*: kompakcija
zbijeni biomikrit (*packed biomicrite*) 65-66
— pelmikrit (*packed pelmicrite*) 65
zdjelaste strukture (*dish structures*) 289
Zechstein 170
Zechsteinski ciklusi 170
— evaporiti 170
zemlja crvenica (*terra rossa*) 82, **222-224**
zona kalića 79
— kapilarnoga ruba (*capillary fringe zone*) 79, 82, 307
— loma valova (*breaker zone*) **253**, 254, 258
— mlata ili udaranja valova (*surf zone*) 253, 258
— prekida obrubljenoga šelfa ili platforme 207
— procjeđivanja (perkolacije) 79, 80, 82
— prokapljivanja (infiltracije) 79, 82
— zapljuskivanja (*swash zone*) 253, 254
Zooxanthellae 55
zreli krš 82
zrna ili klasti **137-140**, 141, 143-146, 285-294
zrnska potpora (*grain-support*) 61, 62, 99, 138, 139, 261, 301
zrnski tokovi (*grain flow*) 143, 285, **288**, 304
zupčasti kontakti 140

Ž

žal ili plaža (*beach environment*) 75, 154, 184, 200, 228, **251-271**
— : potopljeni - *vidi*: okoliši taloženja: obalno lice (*shoreface*)
— : prednji ili *foreshore* - *vidi*: okoliši taloženja: prednji žal (*foreshore*)
— : stražnji ili *backshore* - *vidi*: okoliši taloženja: stražnji žal (*backshore*)

Životopis

Dr. sc. Josip Tišljar, redovni je profesor **Petrologije sedimentnih stijena** i **Sedimentologije** na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu. Rođen je 1. lipnja 1941. god. u Ludbregu, Republika Hrvatska. Magistrirao je 1973. god., a doktorat prirodnih znanosti iz područja geologije stekao je 1976. god. Specijalizaciju iz petrologije klastičnih sedimenata obavio je na **Prirodoslovnom fakultetu Karlovog sveučilišta u Pragu**, a kao stipendist **Deutscher Akademischer Austauschdienst-a** jednogodišnju specijalizaciju iz sedimentologije u **Geologisches Institut an der Ruhr-Universität Bochum**. Za asistenta na RGN fakultetu izabran je 1968., za docenta 1977., za izvanrednoga profesora 1980., a redovnoga profesora 1986. godine.

Član suradnik Hrvatske akademije znanosti i umjetnosti postao je 1983. godine. Dobitnik je nagrade **Josip Juraj Strossmayer** za najuspješnije znanstveno djelo iz područja prirodnih znanosti objavljeno na hrvatskom jeziku u 1994. god. (za knjigu **Sedimentne stijene**, Školska knjiga, Zagreb, 422 str.).

Bio je direktor **Instituta za geologiju i mineralne sirovine RGNF-a** (1981-1983), dekan **Zajedničkog studija geologije Sveučilišta u Zagrebu** (1987-1990), predstojnik **Zavoda za mineralogiju i petrologiju RGNF-a** (1991-1993).

Voditelj je svih smjerova postdiplomskog studija za znanstveno usavršavanje iz geologije - polje geoznanosti na RGN fakultetu i voditelj smjera **Petrologija i ležišta sedimentnoga ciklusa**. Bio je voditelj mnogih diplomskih radova i član više desetaka povjerenstava za ocjenu i obranu magistarskih i doktorskih radova, a pod njegovim je mentorstvom izrađeno, ili je u tijeku izrada, 11 magistarskih radova i 6 doktorskih disertacija.

Objavio je 3 udžbenika (**Petrologija sedimentnih stijena**, 1987, **Sedimentne stijene**, 1994, **Petrologija s osnovama mineralogije**, 1999) i 106 znanstvenih radova (5 u časopisima koje referira Currrent Contents, 39 u međunarodnim časopisima ili časopisima s međunarodnim uređivačkim odborom i recenzijom, 4 u časopisima s domaćom recenzijom, 1 poglavlje u knjizi - monografiji Springer-Verlaga, 11 u posebnim međunarodnim i 10 u posebnim domaćim publikacijama, 21 rad u zbornicima radova i knjigama sažetaka s međunarodnih i 20 radova s domaćih kongresa i znanstvenih skupova).

Dugogodišnji je znanstveno-stručni suradnik **Instituta za geološka istraživanja** u Zagrebu na prijektima izrade **Osnovne geološke karte Republike Hrvatske 1:50.000**, kao i brojnih kompleksnih studija i znanstveno-stručnih projekata za potrebe **INA-Naftaplina** i **Energoinvesta** iz Mostara. Bio je konzultant i suradnik za sedimentološke i facijesne, posebice litofacijesne, interpretacije više naftnih i plinskih polja i velikoga broja dubokih istražnih bušotina, kako za potrebe **INA-Naftaplina** tako i stranih naftnih kompanija koje su imale koncesije za istraživanje jadranskoga podmorja (**Chevron**, **Texaco**).

Bio je član uređivačkog odbora **Geološkog vjesnika**, predsjednik **Znanstvenoga vijeća za naftu HAZU**, a sad je član uredništva časopisa **Geologia Croatica** i slovenskog časopisa **Geologija**, član **Matičnoga povjerenstva za polje geologije i geografije** područnog vijeća za prirodne znanosti pri Ministarstvu znanosti i tehnologije Republike Hrvatske. Aktualni je predsjednik **Hrvatskog nacionalnog odbora za međunarodni program geološke korelacije IGCP UNESCO-a** (International Geological Correlation Programme) pri HAZU.