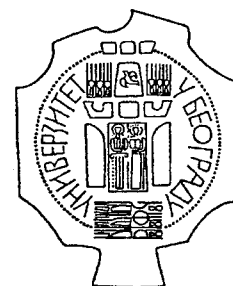


UNIVERZITET U BEOGRADU

Dr ALEKSANDAR GRUBIĆ
Dr JELENA OBRADOVIĆ
Dr NEBOJŠA VASIĆ

SEDIMENTOLOGIJA



BEOGRAD, 1996.

SEDIMENTOLOGIJA

Autori:

Prof. dr Aleksandar Grubić
Prof. dr Jelena Obradović
Doc. dr Nebojša Vasić

Recenzenti:

Prof. dr Mirko Protić
Prof. dr Ilija Đoković

Izdavač:

UNIVERZITET U BEOGRADU
Beograd, Studentski trg br. 1
Telefon. (011) 635-579
Telefaks (011) 638-818

Za izdavača:

Prorektor, prof. dr Dragan Kuburović

Urednik:

Dipl. inž. Dragoslav M. Nikolić

Tehnički urednik:
Slobodan Avramović

Slog:
Mr Zoran Maksimović

Crteži:
Olivera Mudronja

Grafički urednik:
Mr Mihailo Mitrinović

Za štampariju:
Dipl. inž. Andreja Avramović

Štampa:
Zavod za grafičku tehniku
Tehnološko-metalurškog fakulteta
Beograd, Karnegijeva 4
Tel/Fax (011) 3224-934

CIP - Каталогизacija u publikaciji
Народна библиотека Србије, Београд

552.5:552.1(075.8)

ГРУБИЋ, Александар
Sedimentologija / Aleksandar Grubić, Jelena
Obradović, Nebojša Vasić ; [crteži Olivera Mudronja].
- Beograd : Univerzitet, 1997 (Beograd :
Zavod za grafičku tehniku Tehnološko -
metalurškog fakulteta). - VII, 436 str. ilustr. ; 24 cm. -
(Универзитетски уџбеници / Univerzitet u Beogradu
; 53)

Prema predgovoru, ovo je 2. izd. - Tiraž 300. -
Bibliografija uz svako poglavlje. - Registri.
ISBN 86-81019-52-X
1. Обрадовић, Јелена 2. Васић, Небојша
551.3051(075.8)
а) Седиментологија)
ID=54130956

© Zabranjeno preštampavanje - fotokopiranje,
sva prava zadržava izdavač

PREDGOVOR prvom izdanju

Kurs iz predmeta sedimentologija nalazi se u nastavnim planovima Rudarsko-geološkog fakulteta u Beogradu od 1963. godine. Tokom protekle decenije on je predavan na razne načine i imao je različiti obim, jer je bio prilagođavan promenama u nastavnim planovima i programima, koje su bile dosta česte. Kroz pripreme tih predavanja u raznim fazama kursa prikupljen je obiman materijal, koji je u poslednje vreme sistematski sreden.

Tekst udžbenika iz predmeta sedimentologija ne obuhvata celu sedimentologiju, kako po obimu danas mnogi shvataju ovu nauku. Imajući u vidu prvenstveno potrebe studenata Rudarsko-geološkog fakulteta u Beogradu autori nisu uneli u ovaj udžbenik niz disciplina koje se predaju u okviru drugih predmeta (npr. mineralogiju i geochemiju sedimentnih stena), ili su neki odeljci sedimentologije izloženi samo u vidu podsetnika (npr. petrografija sedimentnih stena, laboratorijske metode istraživanja i korelacija sedimentata), jer je to bilo neophodno zbog izvođenja praktičnih radova.

Autori imaju prijatnu dužnost da se zahvale profesorima Rudarsko-geološkog fakulteta dr M. Dimitrijeviću, dr M. Protiću i dr S. Karamati na mnogim veoma korisnim savetima uz čiju pomoć je ovaj tekst postao znatno bolji.

Sigurno je da su se u tekstu ovoga, prvog udžbenika iz sedimentologije, i pored sve pažnje, potkrale i neke omaške. Autori, zbog toga, unapred zahvaljuju svakom čitaocu koji im skrene pažnju na takve propuste.

Dr Aleksandar Grubić

Dr Jelena Obradović

januar, 1975. godine

PREDGOVOR drugom izdanju

Sedimentologija je udžbenik namenjen studentima Regionalne geologije i Paleontologije i Petrologije i Geohemije na Rudarsko-geološkom fakultetu Univerziteta u Beogradu, kao i inženjerima geologije koji se bave istraživanjem sedimentih stena i korisnih sirovina koje se u njima javljaju.

Prvo izdanje ovog udžbenika štampano je 1975. godine, tako da novo izdanje predstavlja donekle promenjen, osavremenjen udžbenik koji prati razvitak sedimentološke nauke kod nas i u svetu. Prilagođen je nastavnom planu s tim što su pojedini odeljci izloženi u vidu podsetnika (na pr. sedimentne stene).

Autori imaju prijatnu dužnost da se zahvale profesorima Rudarsko-geološkog fakulteta dr Mirku Protiću, red. prof. u penziji i dr Iliji Đokoviću, red. prof., recenzentima ovog udžbenika, na korisnim primedbama i savetima uz čiju je pomoć ovaj tekst postao bolji. Takođe se zahvaljujemo i svim kolegama koji su svojim primedbama učinili da se propusti, koji su se javili u prvom izdanju, ne ponove. Izražavamo zahvalnost Oliveri Mudronji koja je pripremila sve crteže i učestvovala u tehničkoj pripremi rukopisa.

Autori

SADRŽAJ

1. UVOD	1
1.1. KRATAK PRIKAZ RAZVOJNOG PUTA SEDIMENTOLOGIJE.....	2
1.2. GLAVNI ZADACI I PRAVCI U SEDIMENTOLOGIJI.....	3
1.3. VEZE SEDIMENTOLOGIJE SA DRUGIM GEOLOŠKIM NAUKAMA.....	5
1.4. LITERATURA.....	7
2. SEDIMENTNE STENE	13
2.1. KLASTIČNE (TERIGENE) STENE.....	16
2.1.1. Krupnozrne klastične stene.....	16
2.1.2. Srednjozrne klastične stene.....	20
2.1.3. Sitnozrne klastične stene.....	27
2.1.4. Finozrne klastične stene.....	29
2.2. VULKANOKLASTIČNE STENE.....	31
2.3. KARBONATNE STENE.....	34
2.3.1. Krečnjaci.....	34
2.3.2. Dolomiti.....	48
2.3.2.1. Dolomitizacija.....	48
2.4. SILICIJSKE STENE.....	50
2.5. GVOŽĐEVITE STENE.....	51
2.6. FOSFATNE STENE.....	52
2.7. EVAPORITI.....	53
2.8. LITERATURA.....	55
3. TERENSKA ISPITIVANJA	59
3.1. PRIPREMA I REKOGNOSCIRANJE TERENA.....	59
3.2. EKSTERNA SLOJEVITOST.....	61
3.2.1. Ritmičnost.....	63
3.2.2. Cikličnost.....	66
3.2.2.1. Ciklotema.....	67
3.3. DEBLJINA SLOJEVA.....	69
3.4. PROSTORNI POLOŽAJ SLOJEVA.....	71
3.5. KARAKTERISTIKE STENA.....	71
3.5.1. Materijalni sastav stena.....	71
3.5.2. Vezivna materija.....	72
3.5.3. Boja sedimenata.....	72
3.5.4. Raspadanje stena.....	73
3.6. SKLOP SEDIMENTNIH STENA.....	74
3.6.1. Određivanje strukture sedimentnih stena.....	74
3.6.2. Teksture sedimentnih stena.....	77
3.6.2.1. Predepozicioni teksturni oblici - spoljašnji teksturni oblici mehaničkog porekla.....	80

3.6.2.1.1. Teksturni oblici nastali tokovima	80
3.6.2.1.1.1 Erozioni teksturni oblici	82
Otisci tragova tečenja	83
Otisci tragova zaprečavanja	84
Otisci tragova slivanja	85
Otisci tragova vrtloženja	85
Otisci uzdužnih brazdi i grebena	86
Kupusni list	87
Erozioni kanali	87
3.6.2.1.1.2. Teksturni oblici - tragovi predmeta	87
Otisci tragova vučenja	88
Otisci tragova otiranja	89
Otisci tragova zadiranja	89
Otisci tragova usecanja	90
Perasti otisci tragova otiranja	90
Otisci tragova kotrljanja	90
3.6.2.1.1.3. Tragovi talasanja	91
Tragovi talasanja nastali vetrom	95
3.6.2.2. Postdepozicioni teksturni oblici - pretežno deformacioni	96
Teksture mehaničkog utiskivanja	97
Teksture obrnutog utiskivanja - glineni jezičci	97
Pseudonodule	98
"Ball and pillow" (lopte i jastuci)	98
Konvolucija	98
Teksturni oblici nastali podvodnim kliženjem i razaranjem sloja	99
3.6.2.3. Ostali spoljašnji teksturni oblici mehaničkog porekla	101
Tragovi kišnih kapi	101
Pukotine isušivanja	101
Gliptomorfoze	101
Eolske konusne tvorevine	102
Peščani dajkovi	102
3.6.2.4. Sindepozicioni, unutrašnji teksturni oblici	103
Sedimentna lineacija	103
3.6.2.4.1. Interna slojevitost	103
3.6.2.4.1.1. Horizontalna laminacija	105
Gradaciona slojevitost	106
3.6.2.4.1.2. Kosa slojevitost	107
Brežuljkasta kosa slojevitost	114
3.6.2.4.1.3. Talasasta laminacija	114
Talasasta uzlazna laminacija	114
Flazer i sočivasta laminacija	115
3.6.2.5. Određivanje orijentacije teksturnih oblika	115
3.6.2.6. Biogeni teksturni oblici - tragovi životne delatnosti, primarni organski oblici	120
3.6.2.7. Sekundarni, hemijski teksturni oblici	125
3.7. LITERATURA	129

4. LABORATORIJSKA ISPITIVANJA	139
4.1. PRIPREMA UZORAKA ZA ANALIZE	140
Uzimanje srednje probe	140
Dezintegracija i dispersija	141
4.2. MEHANIČKE ANALIZE	141
4.2.1. Određivanje veličine valutaka	142
4.2.2. Određivanje oblika valutaka	144
4.2.3. Određivanje površine zrna	148
4.2.4. Određivanje veličine zrna peskovitih stena	148
4.2.5. Matematička obrada podataka i grafičko predstavljanje	150
4.2.6. Određivanje veličine čestica alevritskih i glinenih stena	158
4.3. STRUKTURNE ANALIZE	159
4.3.1. Impregnacija	159
4.3.2. Uzimanje otisaka (peels)	160
4.3.3. Rendgenska fotografija	160
4.3.4. Merenje orijentacije zrna	161
4.4. PROUČAVANJE VEZIVNE MATERIJE	161
4.5. MINERALOŠKE ANALIZE	161
4.5.1. Koncentracija i separacija minerala	162
4.5.2. Zastupljenost minerala	163
4.6. LITERATURA	163
5. LITOGENEZA	165
5.1. RASPADANJE	166
5.1.1. Biološko raspadanje	166
5.1.2. Fizičko raspadanje	168
5.1.3. Hemijsko raspadanje	169
5.2. TRANSPORT I SEDIMENTACIJA	171
5.2.1. Brzina taloženja	175
5.2.2. Mehanizam kretanja čestica	178
5.2.2.1. Subaerski procesi	180
5.2.2.2. Subakvatski procesi	181
5.2.2.3. Gravitacioni, maseni transport	184
5.2.3. Sedimentacija rastvorenih materija	184
5.3. SEDIMENTNI BASENI	188
5.4. DIJAGENEZA	193
5.5. TIPOVI LITOGENEZA	195
5.5.1. Humidni tip litogeneze	195
5.5.2. Aridni tip litogeneze	196
5.5.3. Lednički (nivalni) tip litogeneze	196
5.5.4. Vulkanogeno-sedimentni tip litogeneze	197
5.6. LITERATURA	198
6. KORELACIJA	203
6.1. LITOLOŠKA KORELACIJA	203
6.2. GRANULOMETRIJSKA KORELACIJA	204
6.3. MINERALOŠKA KORELACIJA	204
6.4. GRAFIČKA KORELACIJA	205

6.5. STATISTIČKA KORELACIJA.....	205
6.6. LITERATURA.....	206
7. IZRADA LITOSTRATIGRAFSKOG STUBA.....	207
7.1. REKOGNOSCIRANJE I ODABIRANJE PROFILA ZA SNIMANJE.....	208
7.2. SNIMANJE DETALJNOG LOKALNOG STUBA.....	208
7.2.1. Pripreme za snimanje stuba.....	208
7.2.2. Merenje debljine i opisivanje slojeva.....	209
7.3. UZIMANJE PRIMERAKA.....	213
7.4. IZRADA DEFINITIVNE VERZIJE DETALJNOG STUBA.....	215
7.5. LITERATURA.....	217
8. LITOFACIJALNE KARTE.....	219
8.1. KVANTITATIVNE LITOFACIJALNE KARTE.....	221
8.1.1. Multikomponentne litofacijalne karte.....	222
8.1.2. Karte dvokomponentnih odnosa.....	222
8.1.3. Karte trougaonih odnosa.....	223
8.1.4. Karta entropije.....	228
8.2. LITERATURA.....	231
9. DEPOZICIONI SISTEMI, NJIHOVE SREDINE I FACIJE.....	233
9.1. KONTINENTALNI DEPOZICIONI SISTEMI.....	234
9.1.1. Rečni depozicioni sistem.....	234
9.1.1.1. Humidna plavina.....	236
9.1.1.2. Upletene reke.....	240
9.1.1.3. Meandrirajuća reka.....	242
9.1.1.4. Nekadašnje reke.....	245
9.1.1.5. Stari šljunčani rečni sedimenti.....	246
9.1.1.6. Stari peščani rečni sedimenti.....	246
9.1.2. Jezerski sistem.....	247
9.1.2.1. Nekadašnji jezerski sistemi.....	252
9.1.3. Močvarni sistem.....	253
9.1.3.1. Niske (eutrofne) močvare.....	255
9.1.3.2. Prelazne (mezotrofne) močvare.....	255
9.1.3.3. Visoke (oligotrofne) močvare.....	256
9.1.3.4. Primorske močvare.....	256
9.1.3.5. Razvoj močvarnog sistema.....	257
9.1.3.6. Nekadašnje močvare.....	258
9.1.4. Pustinjski sistem.....	261
9.1.4.1. Suve (plavinske) lepeze.....	262
9.1.4.2. Vadi.....	264
9.1.4.3. Ergovi.....	265
9.1.4.4. Sabke i plaje.....	267
9.1.4.5. Pustinjski podsistemi.....	268
9.1.4.6. Nekadašnje pustinje.....	268
9.1.5. Lednički sistem.....	269
9.1.5.1. Periglacialni deponati.....	272
9.1.5.2. Glacijalna jezera.....	272

9.1.5.3. Lesne zaravni.....	272
9.1.5.4. Glaciomarinne sredine.....	278
9.1.5.5. Glacijalni podsistemi.....	278
9.1.5.6. Nekadašnji glacijalni sedimenti.....	279
9.2. PRELAZNI ILI MEŠOVITI DEPOZICIONI SISTEMI.....	279
9.2.1. Deltni sistem.....	280
9.2.1.1. Procesi i tipovi delta.....	281
9.2.1.2. Elementi delte.....	284
9.2.1.3. Deltni podsistemi.....	284
9.2.1.3.1. Delte sa dominacijom reka.....	284
9.2.1.3.2. Delte sa dominacijom talasa.....	285
9.2.1.3.3. Delte sa dominacijom plima.....	285
9.2.1.3.4. Plavinske delte.....	285
9.2.1.3.5. Deltni ciklus.....	286
9.2.2. Nekadašnje delte.....	286
9.2.3. Estuarski sistem.....	288
9.2.4. Nekadašnji estuari.....	290
9.2.5. Sistem plimatske ravnice.....	291
9.2.6. Sistemi žala i barijernih ostrva.....	294
9.2.6.1. Žala.....	296
9.2.6.2. Barijerna ostrva.....	298
9.2.7. Lagunski sistem.....	301
9.2.8. Karbonatna sedimentacija u prelaznim sistemima.....	303
9.3. PLITKOMORSKI (SUBLITORALNI) SISTEMI.....	305
9.3.1. Procesi u plitkim morima.....	306
9.3.2. Plitkomorski siliciklastični sistemi.....	307
9.3.2.1. Sistem šelfova pod dominacijom oluja.....	309
9.3.2.2. Sistem šelfova pod plimatskom dominacijom.....	309
9.3.2.3. Sistem šelfova sa mešanim olujnim i plimatskim uticajima.....	310
9.3.2.4. Sekvence u sedimentima siliciklastičnih šelfova.....	311
9.3.2.5. Nekadašnji siliciklastični plitkomorski sedimenti.....	311
9.4. PLITKOVODNI KARBONATNI SISTEMI.....	313
9.4.1. Glavne litofacije i sredine.....	314
9.4.1.1. Organogeni sprudovi.....	316
9.4.1.2. Organogeni humovi.....	323
9.4.1.3. Skeletni peskovi.....	324
9.4.1.4. Neskeletni peskovi.....	324
9.4.1.5. Krečnjački muljevi i peloidi.....	326
9.4.2. Sedimentni procesi i facijalne sekvence.....	327
9.4.3. Glavni sistemi.....	329
9.4.3.1. Sistem karbonatne rampe.....	330
9.4.3.2. Sistem zaštićenog šelfa.....	331
9.4.3.3. Sistem epeiričke karbonatne platforme.....	333
9.4.3.4. Sistem izolovane karbonatne platforme.....	333
9.4.3.5. Sistem potopljene karbonatne platforme.....	334
9.4.3.6. Sistem šelfa sa velikim barijernim sprudom.....	334
9.4.4. Nekadašnji plitkovodni karbonatni sistemi.....	335

9.4.4.1. Kriterijumi za raspoznavanje nekadašnjih plitkovodnih karbonatnih sistema	336
9.4.5. Primeri nekadašnjih plitkovodnih karbonatnih tvorevina	339
9.5. DUBOKOMORSKI (OKEANSKI) SISTEMI	341
9.5.1. Procesi u dubokim morima	343
9.5.1.1. Fizički procesi	343
9.5.1.2. Hemijski procesi	348
9.5.1.3. Biološki procesi	351
9.5.2. Glavne facije i sredine	352
9.5.2.1. Odroni	352
9.5.2.2. Klizišta (podvodna klizenja)	352
9.5.2.3. Tokovi drobine	354
9.5.2.4. Turbiditi	354
9.5.2.5. Konturiti	358
9.5.2.6. Karbonatni pelaški mulj	360
9.5.2.7. Silicijski pelaški mulj	361
9.5.2.8. Crvena dubokomorska glina	362
9.5.2.9. Glinoviti pelaški muljevi	363
9.5.2.10. Hemipelagiti	363
9.5.2.11. Feromanganske konkcije	365
9.5.3. Glavni dubokovodni sistemi	365
9.5.3.1. Sistem otvorene kontinentalne padine	366
9.5.3.2. Sistem podmorskih kanjona i lepeza	368
9.5.3.3. Sistem padinski zastor	371
9.5.3.4. Sistem srednjeg (akrecionog) okeanskog grebena	371
9.5.3.5. Sistem abisalnog dna	373
9.5.3.6. Sistem hadalnog troga	373
9.5.3.7. Sistem malih okeanskih basena	374
9.5.4. Nekadašnji dubokomorski sistemi	375
9.5.4.1. Kriterijumi za raspoznavanje nekadašnjih dubokomorskih sistema	375
9.5.4.2. Primeri nekadašnjih dubokovodnih sistema	377
9.5.4.3. Otvorena kontinentalna padina	377
9.5.4.4. Podmorske lepeze	377
9.5.4.5. Srednjookeanski akrecioni grebeni	379
9.5.4.6. Abisalno dno	379
9.5.4.7. Sjajni škriljci	380
9.5.4.8. Hadalni trog	380
9.6. LITERATURA	382
10. SEDIMENTOLOŠKI MODELI BASENA	391
10.1. MODEL BASENA MEANDARSKIH REKA	391
10.2. MODEL BASENA UPLETENIH REKA	392
10.3. MODEL JEZERSKIH BASENA	392
10.4. MODEL EOLSKIH BASENA	393
10.5. MODEL GLACIJALNIH BASENA	393
10.6. MODEL DELTNOG KOMPLEKSA	395
10.7. MODEL MOLASNOG BASENA	395
10.8. MODEL POLUOTVORENOG EPIKONTINENTALNOG BASENA	396

10.9. MODEL LINEARNOG SILICIKLASTIČNOG ŠELFNOG BASENA	396
10.10. MODEL KARBONATNOG ŠELFA	397
10.11. MODEL SPRUDNOG KOMPLEKSA	397
10.12. MODEL BASENA KARBONATNE PLATFORME	398
10.13. MODEL TURBIDITNOG FLIŠNOG BASENA	398
10.14. MODEL BASENA MARGINALNIH MORA	398
10.15. PELAŠKI OKEANSKI BASEN	399
10.16. MODEL ABISALNIH TROGOVA	399
10.17. ZAKLJUČAK O SEDIMENTOLOŠKIM MODELIMA BASENA	400
10.18. LITERATURA	400
11. GEOLOŠKE FORMACIJE	403
11.1. ISTORIJA TERMINA FORMACIJA	403
11.1.1. Razni načini upotrebe termina formacija	404
11.1.2. Formaciona analiza	404
11.2. IZDVAJANJE I OGRANIČAVANJE FORMACIJA	407
11.3. PROUČAVANJE GRAĐE FORMACIJE	409
11.4. UPOREĐIVANJA S OKOLNIM I OSTALIM POZNATIM FORMACIJAMA	411
11.5. NAZIVI FORMACIJA	411
11.6. OPISIVANJE FORMACIJA	412
11.7. GRUPISANJE FORMACIJA	413
11.8. KLASIFIKACIJA FORMACIJA	414
11.9. LITERATURA	414
INDEKS POJMOVA	419
INDEKS AUTORA	431

1. UVOD

Termin "sedimentologija" uveo je u naučnu literaturu **Wadel (1932)**, odnosno **Trowbridge, A. C (1925, u Wadell-u, 1932.)** te je on relativno nov. Do skora taj termin nije shvatan na isti način. Razni autori su mu davali drugačiji sadržaj. Po jednim sedimentologija proučava samo teksturne osobine sedimenata; drugi smatraju da ona treba da se bavi procesima nastajanja sedimenata i sedimentnih stena; treći ističu da je sedimentologija nauka o zakonima sedimentacije i genezi sedimenata; definisana je, zatim kao dinamička geologija sedimentnih stena ili, opet, kao nauka koja proučava načine formiranja i rasprostranjenja sedimentnih stena, razvijenih u raznim delovima sveta nezavisno od njihovog porekla i td. Bilo je i mnogo protivnika ovog naziva. Osporavan je, naime, kao nepogodna kovanica nastala od jedne latinske (sedimentum-talog) i jedne grčke reči (logia-nauka). Većinom pod sedimentologijom je podrazumevana jedna od geoloških disciplina, koja proučava uslove postanka sedimenata i sedimentnih stena u domenima basena.

Tokom poslednjih nekoliko decenija termin sedimentologija je dobio širi smisao. Danas, možemo da kažemo, da taj naziv ima onakvo značenje kakvo mu po etimologiji pripada. Većina savremenih geologa pod sedimentologijom podrazumeva nauku o sedimentnim stenama, odnosno geološku disciplinu koja se bavi proučavanjem sedimentnih taloga i stena. Na taj način sedimentologija je, konačno, dobila onako širok značaj kakav je **Ruhin (1961)** dao terminu "litologija" (od grčke reči litos-stena). **Ruhin** je po prvi put litologiju široko shvatio kao nauku o svim aspektima sedimentnih stena. One i njihove zajednice tretiraju se, pri tome, kao geološka tela određene građe i porekla, zakonitog vremenskog i prostornog razmeštaja u zemljinoj kori.

U Rusiji nauku o sedimentnim stenama i danas rađe nazivaju litologijom. Tom terminu, međutim, mogu se staviti mnoge zamerke; od takvih da i njega shvataju na razne načine pa do činjenice da "litologija", etimološki posmatrano, znači skoro isto što i "petrologija" (od grčkog petros-stena) pa se odnosi na sve stene a ne samo na sedimentne. Termin "petrologija sedimentnih stena" može se prema nekim autorima smatrati kao sinonim termina "litologija".

Uopšte možemo da konstatujemo da su u nekim nacionalnim školama favorizovani svi drugi termini na račun sedimentologije, uprkos veoma jasnom, konciznom i adekvatnom značenju toga termina. To su upravo istakli **Krumbein & Pettijohn (1938)**.

1.1. KRATAK PRIKAZ RAZVOJNOG PUTA SEDIMENTOLOGIJE

Savremenoj sedimentologiji prethodio je dug period prikupljanja podataka, njihova sistematizacija i obrada. Prema **Ruhin-u (1961)** istorija razvitka ove discipline može se podeliti u nekoliko perioda. U prvom od njih prikupljaju se opšti podaci o sedimentnim stenama i uslovima njihovog formiranja; sledeći period se karakteriše razvojem petrografije odnosno petrologije sedimentnih stena i na kraju, petrologija sedimentnih stena prerasta u sedimentologiju, odnosno u litologiju ruskih autora.

Drugi autori (**Middleton, 1978**), takođe, istoriju sedimentologije prikazuju kroz nekoliko izdvojenih perioda: kraj prvog perioda je **1830. godina**, kada je aktualistička metoda prihvaćena kao baza geologije. Drugi period je između **1830 i 1894. godine** kada se aktualizam vezuje za sedimentne stene. U ovom periodu ispituju se savremeni sedimenti, iako samo u pojedinim oblastima, kao koralni sprudovi (**Darwin, 1837, 1842**), pustinske naslage (**Walther, 1890**), evaporiti (**Ochsenius, 1877**) i dubokomorski sedimenti (**Murray & Renard, 1891**). **1893-1894 Walther** daje "Uvod u geologiju kao istorijsku nauku".

Treći period od **1894-1931. godine** predstavlja period konsolidacije i profesionalizma nove nauke Sedimentologije. Nastavljeno je sa ispitivanjem savremenih sedimenata, razvijaju se nove metode ispitivanja i objavljuje se veliki broj klasičnih radova, kao **Cayeux-ov rad (1916)** "Uvod u petrografsko proučavanje sedimentnih stena", **Twenhofel-ovi radovi (1926, 1932)** i dr. Za ovaj period se vezuje i pojava prvih časopisa kao "Journal of Sedimentary Petrology" (1927, 1930), koga kasnije prate časopisi "Sedimentology", "Sedimentary Geology" i dr.

Četvrti period od **1931-1950.** karakteriše period ranog profesionalizma sa pionirskim radovima ne samo u razvijanju novih metoda ispitivanja (rentgenske analize, primenjene za gline) već i u određivanju petrografskog sastava, dijagenetskih procesa i dr. U publikaciji "Principi sedimentacije" **Twenhofel (1939)** prikazuje stadijume formiranja sedimentnih stena i njihove facijalne karakteristike, a **Krumbein & Pettijohn (1938)** metode ispitivanja sedimentnih stena i matematičku obradu dobijenih rezultata. **Trask (1937)** daje podatke proučavanja recentnih marinskih sedimenata i osvrće se na metode njihovog ispitivanja. **Milner (1940, 1962)** objavljuje priručnik o petrografiji sedimentnih stena i metodama njihovog ispitivanja. **Pettijohn (1949, 1957, 1975)** je dao opis i interpretaciju formiranja sedimentnih stena. Knjiga **Shrock-a (1948)** prezentuje karakteristike građe sedimentnih stena nastalih u različitim sredinama. Značajna pažnja posvećuje se geologiji mora (**Shepard, 1948; Kuenen, 1950 i dr.**). **Arhangelskij** daje radove o boksitima i fosforitima, a **Strahov (1947, 1951)** je okarakterisao uslove obrazovanja sedimentnog gvožđa, krečnjaka, a delimično i dolomita.

Peti period razvitka sedimentologije počinje **1950** i traje sve do danas obuhvatajući moderne studije prezentovane u velikom broju objavljenih knjiga (**Trask, 1950; Krumbein & Sloss, 1951; Ruhin, 1953; Pettijohn, 1949, 1957, 1975; Potter & Pettijohn, 1963, 1964; Pettijohn, Potter & Siever, 1972; Friedman & Sanders, 1978; i dr.**). Javljuju se obimni radovi vezani samo za pojedine vrste sedimentnih stena, kao na pr.:

karbonatnih (**Chilingar, Bissel & Fairbridge (ed), 1967; Wilson, 1975; Flügel, 1978, 1982 i dr.**), klastičnih (**Galloway & Hobday, 1983, i dr.**), silicijskih (**Hein, 1987; Hein & Obradović, 1989**); sedimentnih ruda gvožđa (**Maynard, 1983, i dr.**) i td. Takođe se javljaju značajni radovi vezani za proučavanje depozicionih sredina: **Reineck & Singh, 1973; Reading, 1978; Dimitrijević & Dimitrijević, 1989; i dr.**

U ovom periodu razvijena je i dokazana hipoteza **Kuenen & Migliorini-a (1950)** o turbiditnim tokovima i sa njima vezanim tekturnim oblicima i flišem **Kuenen (1951-1960); Ksiazkiewicz (1954-1961); Dzulynski (1963, 1965); Vassoevič (1948-1958); Botvinkina (1962, 1965); Bouma, 1962; Walker, 1965; Walker & Mutti, 1973; Ricchi-Lucchi, 1975; i dr.**

Prvi udžbenici iz sedimentologije takođe se vezuju za ovaj period. Posle prvog udžbenika ove vrste (**Grubić & Obradović, 1975**) javljaju se i drugi (**Selley, 1976; Gradinski et al., 1976; Friedman & Sanders, 1978; Chamley, 1987; i dr.**). Veliki broj radova odnosi se na primenjenu sedimentologiju, odnosno na otkrivanje i eksploataciju nafte, gasa, vode, zatim uglja, fosfata, evaporita, sedimentnih ruda (gvožđa i dr.) i td.

1.2. GLAVNI ZADACI I PRAVCI U SEDIMENTOLOGIJI

Sedimentologija se zasniva, pre svega, na detaljnom proučavanju materijalnog sastava sedimentnih stena. Na osnovu tih ispitivanja sedimentologija razmatra genetike i facijalne osobine stena i konačno, proučava formacije kao najkrupnije prirodne zajednice stena u zemljinoj kori. Tako proces sedimentoloških istraživanja postepeno prelazi od prostih ka složenim kategorijama: od proučavanja sedimentnih stena, preko litofacijalnih analiza do formacija. U tom postupku sedimentologija rešava niz konkretnih, komplikovanih i kompleksnih zadataka. U njenom okviru se opisuju sve osobine stena, vrši se njihova klasifikacija, proučava se njihov postanak i preobražaji kroz koje prolaze, obavljaju se litofacijalne i formacione analize, istražuju se savremeni talozi i upoređuju sa sedimentnim stenama, vrši se rekonstrukcija uslova sedimentacije, obavljaju se ciklostratigrafske analize, traga se za zakonitostima prostornog i vremenskog rasporeda stena, proučavaju se sedimentološki modeli, obavljaju se regionalna istraživanja i td.

Da bi sedimentologija mogla uspešno da rešava postavljene zadatke, ona je formirala nekoliko glavnih pravaca ispitivanja i razvila je svoje istraživačke metode.

Glavni pravci sedimentoloških istraživanja danas su sedimentno-petrološki, litogenetski, litofacijalni, formacioni, uporedno sedimentološki, istorijsko litogenetski, sedimentno stadijalni, regionalno sedimentološki i basenski, korelacioni, ciklostratigrafski, paleotransportni, eksperimentalni, matematičko statistički i primenjeni. U pojedinostima ovi ogranci sedimentologije bave se određenim istraživanjima. Petrologija sedimentnih stena bavi se proučavanjem sastava, tekture i strukture i preobražaja sedimentnih stena, načinom pojavljivanja i klasifikuje ih (**Protić, 1984**). Litogeneza proučava opšte zakonitosti sedimentacionih procesa. Litofacijalni pravac is-

tražuje pravilnosti u vertikalnim i horizontalnim promenama osobina sedimenata. Upporedno sedimentološki pravac se zasniva na aktualističkim metodama, a bavi se proučavanjem savremenih sedimenata, procesa sedimentacije i utvrđivanjem homolognih tvorevina između savremenih i fosilnih sedimentnih stena. Istorijsko litogenetski pravac proučava opšti tok procesa sedimentacije kroz geološko vreme, njegove promene i zakonitosti. Sedimentno stadijalni pravac se bavi promenama sedimenata od rano dijagenetskih procesa do početka metamorfizma ili do njihovog razaranja. Regionalno sedimentološki i pravac koji se bavi analizom basena interesuje se za istraživanje porekla, promena uslova taloženja, osobina i rasporeda sedimentnih stena u manjim ili većim regionima ili celim basenima. Osim toga u ovaj pravac spadaju i ispitivanja sedimentoloških, basenskih modela. Paleotransportna ispitivanja, uz pomoć odgovarajućih tekstura, pokušavaju da rekonstruišu postojeane pravce kretanja tokova odnosno pravce prinosa materijala. Korelacioni pravac izvodi korelaciju slojeva, serija, stubova na osnovu sklopa stena i naročito, uz pomoć njihovog mineralnog sadržaja, granulometrijskih parametara i drugih karakteristika. Ciklostratigrafski pravac se zanima za istraživanje cikličnih, ritmičnih ili polarnih pravilnosti u zakonitoj građi sedimentnih serija. Matematičko statistički pravac uz pomoć matematičkih modela rešava pitanja iz teorijske sedimentologije (uslove i način postanka serija, probleme granica formacija i druge). Formacioni pravac se bavi proučavanjem velikih parageneracionih i geogeneracionih asocijacija stena. U eksperimentalnoj sedimentologiji se laboratorijski proveravaju i rekonstruišu uslovi raznih stadijuma sedimentacionih i postdepozicionih procesa. Primenjena sedimentologija bavi se istraživanjem i delom eksploatacijom korisnih sirovina, nafte, gasa, metalčnih i nemetalčnih sedimentnih sirovina i td.

Sedimentne stene proučavaju se i geohemijskim metodama, tako da se danas izdvaja i geohemijski pravac čiji je zadatak upoznavanje istorije svih elemenata koji učestvuju u formiranju sedimentnih stena i ruda.

Metode ispitivanja u sedimentologiji su dvojake: terenske i laboratorijske. Nema nikakve sumnje da sva proučavanja počinju na terenu na izdancima. Zbog toga se terenska sedimentološka istraživanja smatraju danas osnovnim vidom njihovog upoznavanja; ističe se da sedimentolozi napuštaju laboratorije, daju prednost terenskim istraživanjima i podvlače da je priroda njihova prva eksperimentalna laboratorija. Međutim, analize izvedene u laboratoriji dopunjavaju i prečišćavaju terenska zapažanja a, često, one daju takve podatke koji se ne mogu dobiti samo terenskim radovima. Zbog toga, može se reći da proučavanje sedimenata u laboratorijama predstavlja za sedimentologiju značajan izvor preciznih i pouzdanih podataka.

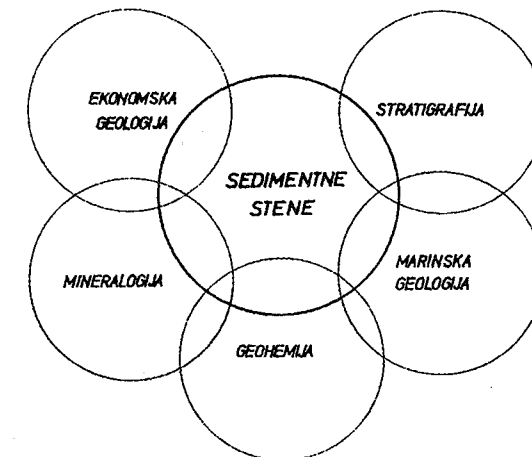
I terenske i laboratorijske metode sedimentoloških istraživanja imaju mnoge specifične crte svojstvene samo proučavanju sedimentnih stena (ispitivanja donje i gornje površine slojevitosti, ispitivanje tekstura, određivanje paleotransporta i td.) i izlaze iz okvira uobičajenih petrografskih analiza.

Sudeći po zadacima, pravcima i metodama istraživanja sedimentologija je, relativno, mlada dinamična i veoma kompleksna nauka, koja uporedno proučava sedimente sa raznih strana. Sedimenti mogu biti ispitivani kao prirodne zajednice

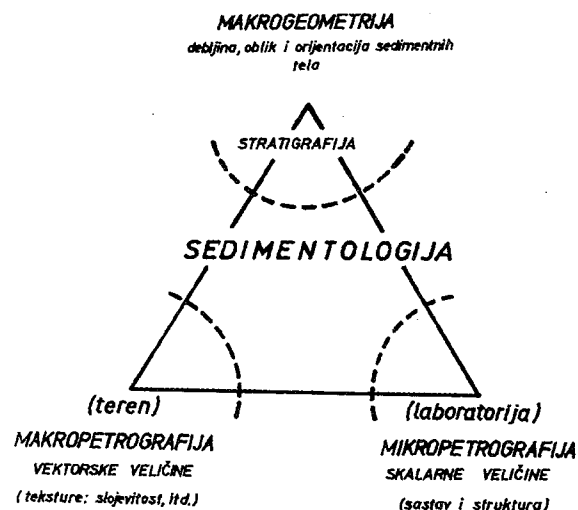
hemijskih elemenata i jedinjenja, kao parageneze minerala, kao fizička mešavina raznih čestica, kao tvorevine sa posebnom orijentacijom sastavnih delova, kao nagomilanja mineralnih materija nastalih pod određenim fizičko-hemijskim i fizičko-geografskim uslovima, kao materija na određenom stadijumu geološkog razvoja, kao paragenetska ili geogeneraciona zajednica stena, kao homolog nekom savremenom talogu, kao tvorevina nastala u određenom vremenu zemljine istorije, kao član jednog superpozicionog niza ili deo u građi neke regionalne jedinice i td. Ni jedan od tih načina posmatranja sedimenata posebno nije u stanju u celini da reši sve geološke probleme sedimentnih stena i njihovih serija. Zbog toga su svi oni mnogostruko integralno povezani i zajedno pokušavaju da reše jedan od glavnih i veoma teških zadataka sedimentologije: objašnjenje, rekonstrukciju i čitanje geološke istorije iz sedimentnih stena čija je starost rešena stratigrafskim metodama. Po tom zadatku sedimentologija se direktno vezuje sa opštom ili fizičkom stratigrafijom odnosno istorijskom geologijom. Sedimentologija, međutim, u postizanju tog cilja, pored kompleksnog prilaza, unosi i specifičnu metodologiju po kojoj se njena ispitivanja razlikuju od biostratigrafskih.

1.3. VEZE SEDIMENTOLOGIJE SA DRUGIM GEOLOŠKIM NAUKAMA

Veze sedimentologije su veoma bliske sa drugim granama geološke nauke, specijalno, sa petrologijom sedimentnih stena, istorijskom geologijom i ekonomskom geologijom. Ova veza prikazana je od strane većeg broja autora na odgovarajućim shemama, gde se uočava ne samo veza sedimentologije sa drugim granama geološke nauke već i sa drugim prirodnim naukama (Pettijohn, 1975; Potter, 1974; Lombard, 1978), (Sl. 1, 2, Tab. 1, 2.).



Sl. 1 - Veza sedimentologije sa drugim granama geološke nauke. Pettijohn, 1975.



Sl. 2 - Veza sedimentologije sa stratigrafijom i petrologijom. Pettijohn, 1975.

Tab. 1

VEZA SEDIMENTOLOGIJE SA DRUGIM PRIRODNIM NAUKAMA		
Sedimentacija	Petrologija sedimentnih stena	Stratigrafija
Tektonika	Geomorfologija Dijageneza	
SEDIMENTOLOGIJA		
Paleosredine sa paleobatimetrijom i paleoklimatologijom	Paleoekologija Stratonomija	Paleotektonika Korelacija
Globalna dinamika i evolucija paleosredina	Primenjena sedimentologija	

Tab. 2

VEZA SEDIMENTOLOGIJE SA DRUGIM PRIRODNIM NAUKAMA		
Biologija		Matematika i statistika
Paleontologija i Paleoekologija	Okeanografija	Hidraulika i mehanika fluida
SEDIMENTOLOGIJA		
Stratigrafija Geohemija	Petrologija sedimentnih stena	Geomorfologija Tektonika i Geofizika
Hemija		Fizika

1.4. LITERATURA

- Allen, J. R. L. 1962: Petrology, origin and deposition of the highest Old Red Sandstone of Shropshire, England. Jour. Sed. Petrol., 32, 657-697.
- Allen, J. R. L. 1970: Physical processes of sedimentation. London, Allen & Unwin, 248p.
- Andree, K. 1920: Geologie des Meersbodens. zbd. 2, 312p.
- Arhangelskij, A. D. 1927: Stati po petrografii i uslovijam obrazovanja ruskih fosforitov, v sbornike: "Fosfority SSSR", Izd. Geol. kom.
- Arhangelskij, A. D. 1937: O proishozhenii boksitov i o poiskah novyh mestoroždenij. Boksiti, 1, 1.
- Belousov, V. V. 1948: Obščaja geotektonika. Gosgeollizdat.
- Berner, R. A. 1971: Principles of chemical sedimentology. New York, McGraw - Hill, 240p.
- Bertrand, M. 1897: Structure des Alpes francaises et recurrence de certain facies sedimentaires. Proc. 6th Int. Geol. Congr. 1894, 161-177.
- Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. 1972: Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs, N.J., Prentice & Hall, 634p.
- Botvinkina, L. N. 1965: Metodičeskoe rukovodstvo po izučeniju sloistosti. Izd. "Nauka", AN SSSR, Moskva, 259p.
- Bouma, A. H. 1962: Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic Approach to Facies Interpretation. New York, Elsevier, 168p.
- Carozzi, A. V. 1960: Microscopic Sedimentary Petrography. New York, John - Wiley Sons, 485p.
- Cayeux, L. 1916: Introduction a L' etude petrographique des roches sedimentaires. 2, Imprimerie nationale, Paris, 523p.
- Chamley, H. 1974: Considerations sur la sedimentologie des estuaries. Houille Blanche, 29, 1-2, 123-128.
- Chamley, H. 1987: Sedimentologie. Geosciences, Dunod, Paris, 175p.
- Chilingar, G. V., Bissel, H. J. & Faibridge, R. W. 1967: Carbonate rocks, 1, 471p., 2, 413p, Amsterdam, Elsevier.
- Darwin, C. 1837: On certain areas of elevation and subsidence in the Pacific and Indian Oceans, as deduced from the study of coral formaations. Geol. Soc. London Proc.2, 552-554.
- Darwin, C. 1842: Structure and Distribution of Coral Reefs. London, Smith, Elder, 214p.

- Degens, E. T. 1965: *Geochemistry of sediments*. Englewood Cliffs, N. J., Prentice & Hall, 342p.
- Dimitrijević, M. N., Dimitrijević, M. D. 1989: *Depozicioni sistemi klastita*. Zagreb, 458p.
- Doeglas, D. J. 1951: From sedimentary petrology to sedimentology. *Proc. 3rd. Int. Congr. Sedimentology*, 15-22.
- Dzulynski, S. 1963: Directional structures in flysch. *Studia Geol. Polon.*, 12, 136p.
- Dzulynski, S. & Walton, E. K. 1965: *Sedimentary features of flysch and Greywackes*. New York, Elsevier, 274p.
- Eugster, H. P. 1971: The beginnings of experimental petrology. *Science*, 173, 481-489.
- Flügel, E. 1982: *Microfacies Analysis of Limestones*. New York, Springer - Verlag, 633p.
- Friedman, M. G. & Sanders, E. J. 1978: *Principles of Sedimentology*. New York, John Wiley & Sons., 792p.
- Garrels, R. M. & Mackenzie, F. T. 1971: *Evolution of sedimentary rocks*. New York, Norton, 397p.
- Goddard, E. N., Trask, P. D., De Ford, R. K., Rove, O. N., Singenwald, J. T. Jun. & Overbeck, R. M. 1948: *Rock - Color Chard*. Boulder, Colo. Geol. Soc. Am., 16p.
- Gradzinski, R., Kostecka, A., Radomski, A. & Unrug, R. 1976: *Sedymentologia*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 614p.
- Griffiths, J. C. 1967: *Scientific method in analysis of sediments*. New York, McGraw-Hill, 508p.
- Grubić, A. & Obradović, J. 1975: *Sedimentologija*. Beograd, Građevinska knjiga, 311p.
- Habakov, A. V. 1962: *Atlas tekstur i struktur osadočnyh gornyh porod*. Gosgeoltekhizdat, Moskva, 1, 577p.
- Hain, V. E. 1953: *Osadočne facii v geologičeskoj istorii*. Doklady i diskussija na sessii Am. Geol. obšč., Moskva, 245p.
- Hein, R. J. 1987: *Siliceous Sedimentary Rock-Hosted Ores and Petroleum*. Van Nostrand, New York, 304p.
- Hein, R. J. & Obradović, J. 1988: *Siliceous Deposits of the Tethis and Pacific Regions*. Springer - Verlag, New York, 244p.
- Krumbein, W. C. & Pettijohn, F. J. 1938: *Manual of Sedimentary Petrography*. New York, Appleton - Century - Grofts., 549p.

- Krumbein, W. C. & Sloss, L. L. 1951: *Stratigraphy and sedimentation*. San Francisco, Freeman & Co., 660p.
- Ksiazkiewicz, M. 1954: Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 22, 399- 449.
- Ksiazkiewicz, M. 1962: Life condition in flysch basins. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 31/1, 3-21.
- Kuenen, Ph. H. 1950: *Marine Geology*. New York, John Wiley & Sons, 568p.
- Kuenen, Ph. H. 1956: Properties of turbidity currents of high density. *Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Pub.* 2, 14-33.
- Kuenen, Ph. H. 1959: Turbidity currents a major factor in flysch deposition. *Eclogae Geol. Hel.*, 1958, 51, 1009-1021.
- Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C. I. 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. Geology*, 58, 91-127.
- Lombard, A. 1956: *Geologie sedimentaire, les series marines*. Paris, Masson et Cie., 722p.
- Lyell, C. H. 1830-33: *Principles of Geology*. John Murray, London, 511p.
- Menard, H. W. 1955: Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *Bull. Am. Assoc. Geol.* 39, 2, 236-255.
- Middleton, G. V. 1973: Johannes Walters law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 979-988.
- Middleton, G. V. 1978: Sedimentology, History. In Fairbridge, R. W., ed. *The Encyclopedia of Sedimentology*, 707-711.
- Milner, H. B. 1940: *Sedimentary Petrography*. London, Murby & Co., 666p.
- Milner, H. B. 1962: *Sedimentary petrography*, and ed., 1 & 2, New York, Mcmillan Com., 1-643p, 2-715p.
- Moberly, R. & Klein, G. de V. 1976: Ephemeral color in deep-sea cores. *Jour. Sed. Petrol.*, 46, 216-225.
- Murray, Sir J. & Renard, A. F. 1891: *Report on deep-sea deposits based on specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872 to 1876*. London, Covt., Printer, Challenger Repts., 525p.
- Nalivkin, D. V. 1956: *Učeniye o facijah*. 1 & 2, Moskva, Izd. An SSSR, 1-534p, 2-393p.
- Ochsenius, C. 1888: On the formation of rock-salt beds and mother liquor (sic) salts. *Acad. Nat. Sci. Philadelphia. Proc.* 40, 181-187.
- Pettijohn, F. J. 1949: *Sedimentary rocks*, New York, Harper & Brothers, 526p.
- Pettijohn, F. J. 1957: *Sedimentary Rocks*, II ed., New York, Harper & Row, 718p.

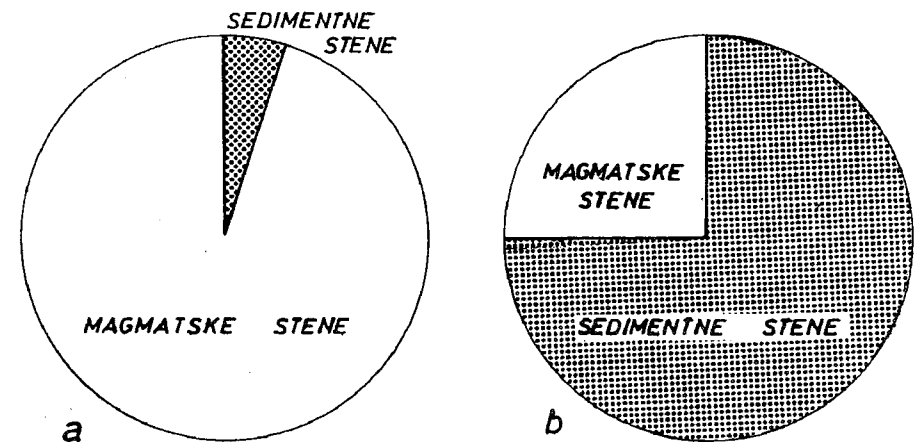
- Pettijohn, F. J. 1975: Sedimentary rocks. 3rd., New York, Harper & Row, 628p.
- Pettijohn, F. J. & Potter, P. E. 1964: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. New York, Springer-Verlag, 370p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1972: Sand and sandstone. New York, Springer -Verlag, 618p.
- Popov, V. I. 1947: Očerki litologij, učenje o geologičeskih formacijah. Izd. Uz. SSR, 2.
- Potter, P. E. & Pettijohn, F. J. 1963: Paleocurrents and basin analysis. New York, Springer -Verlag, 296p.
- Protić, M., 1984: Petrologija sedimentnih stena. Beograd, Univerzitet u Beogradu, 202 str.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1973: Depositional sedimentary environments. New York, Springer - Verlag, 439p.
- Ricchi-Lucchi, F. 1970: Sedimentografia. Bologna, Zanichelli, 288p.
- Rona, P. A. 1972: Relation between rates of sediment accumulation on continental shelves and sea floor spreading in the central North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2851-2871.
- Ruhin, L. B. 1953: Osnovy litologii. Leningrad, Gostoptehizdat, 779p.
- Ruhin, L. B. 1961: Osnovy litologii. Leningrad, Gostoptehizdat, 779p.
- Selley, R. C. 1971: Ancient sedimentary environments. New York, Cornell Univ. Press, 254p.
- Selley, R. C. 1975: An Introduction to Sedimentology. New York, Acad. Press, 408p.
- Shepard, F. P. 1948: Submarine geology. New York, Harpers, 348p.
- Shrock, R. R. 1948: Sequence in layered rocks. A study of features and structures useful for determination top and bottom or order of succession in bedded and tabular rock bodies. New York, McGraw - Hill, 507p.
- Sorby, H. C. 1880: On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks. Geol. Soc. London, Proc. 35, 56-77.
- Strahov, N. M. 1947: Železoruđnye facii i ih analogi v istorii Zemlji. Tr. GIN AN SSSR, 22, 73p.
- Strahov, N. M. 1951: Izvestkovo-dolomitovye facii sovremennyh i drevnih vodoemov. Tr. GIN AN SSSR. 124p.
- Strahov, N. M. 1963: Tipy litogeneza i ih evoljucija v istorii zemli. Moskva, Gostgeoltehzdat, 535p.
- Trask, P. D. 1937: Relation of salinity to calcium carbonate content of marine sediments. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 186, 273-299.

- Trask, P. D. 1950: Applied sedimentation. New York, John Wiley & Sons, 707p.
- Twenhofel, W. H. 1932: Treatise on sedimentation. Baltimore, William & Wilkins, 926p.
- Twenhofel, W. H. 1950: Principles of sedimentation. New York, McGraw - Hill, 673p.
- Vassoevič, N. B. 1948: Fliš i metodika evo izučenija. Leningrad, Gostoptehizdat, 240p.
- Wadell, H. A. 1932: Sedimentation and sedimentology. Science, 75, 20p.
- Wadell, H. A. 1932a: Volume, shape and roundness of rock particles. Jour. Geology, 40, 443-451.
- Walker, G. R. 1979: Facies models. Geoscience, Canada, 211p.
- Walther, J. 1888: Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. Koenigl. Saechs. Gesellsch. Wissensch. Abhandl. Math.- Phys. Classe, 9, 339-505.
- Walther, J. 1893/94: Einleitung in the Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen uber die Bildung der Gesteine und ihrer organischer Einschlusse. Jena, G. Ficer, 1055p.
- Wilson, L. J. 1975: Carbonate Facies in Geologic History. New York, Springer - Verlag, 470p.

2. SEDIMENTNE STENE

Sedimentne stene su geološke tvorevine izgrađene od čvrstog materijala akumulirane na ili blizu površine zemlje pod uslovima niskih temperatura i pritiska. Materijal od koga su izgrađene nastaje raspadanjem već postojećih stena, magmatskih, metamorfnih i starijih sedimentnih stena, hemijskim ili biohemijskim istaložavanjem.

Sedimentne stene izgrađuju u zapreminskim procentima samo 5% od ukupne zapremine spoljnog omotača litosfere, debelog oko 16 km, ali zato čine 75% od ukupne površine zemlje, (Sl. 3, Tab. 3.) što ukazuje da sedimentne stene izgrađuju tanak površinski sloj. Iako debljina tog sloja sedimentnih stena varira od 0 do 13 km, njihova prosečna debljina iznosi 2.2 km (Leith & Mead, 1915) ili 1.8 km (Blatt, 1970) na kontinentalnom pojasu dok na dnu okeana iznosi od 0.2 do 3.0 km.



Sl. 3 - Relativna zastupljenost sedimentnih i magmatskih stena, a. zapreminski, b. površinski. Clarke, 1924.

Raznovrsnost porekla ovih stena, sastava, sredina i uslova u kojima se formiraju, kao i njihove zastupljenosti doveli su do pojave različitih klasifikacija.

Prve klasifikacije sedimentnih stena izdvajaju dve grupe istih: protogene i defterogene (Nauman, 1858) kristalaste ili neklastične i klastične stene (Zirkel,

1894), ili egzogene i endogene (Grabau, 1904). Poslednja klasifikacija je genetska dok prve dve uključuju i genezu i karakteristike sedimenta.

Većina klasifikacija, date kasnije, uključuju i genetske i deskriptivne faktore (Weinschenk, 1905; Rosenbusch, 1910; Levinson-Lessing, 1934; Milner, 1940; Krynine, 1945; Schrock, 1946, 1948; Pettijohn, 1949, 1957, 1975 (Sl. 4); Folk, 1954, 1959, 1968 i dr.)

Tab. 3

ZASTUPLJENOST SEDIMENTNIH STENA (u %)			
	Lamirani glinac	Peščar	Krečnjak
Leith & Mead, 1915	46	32	22
Kuenen, 1941	57	14	29
Horn & Adams, 1966	kontinent	53	28
	mobilni šelf	59	36
Ronov, 1968	platforma	49	24
	geosinklinala	39	19

Pojedini autori, kao Harker (1923); Bourcart (1941); Švecov (1948) i Ruhin (1953, 1958) izdvajaju glinene sedimente u posebnu grupu u klasifikaciji sedimentnih stena, kako zbog njihove geneze tako i zbog velike zastupljenosti ove grupe stena.

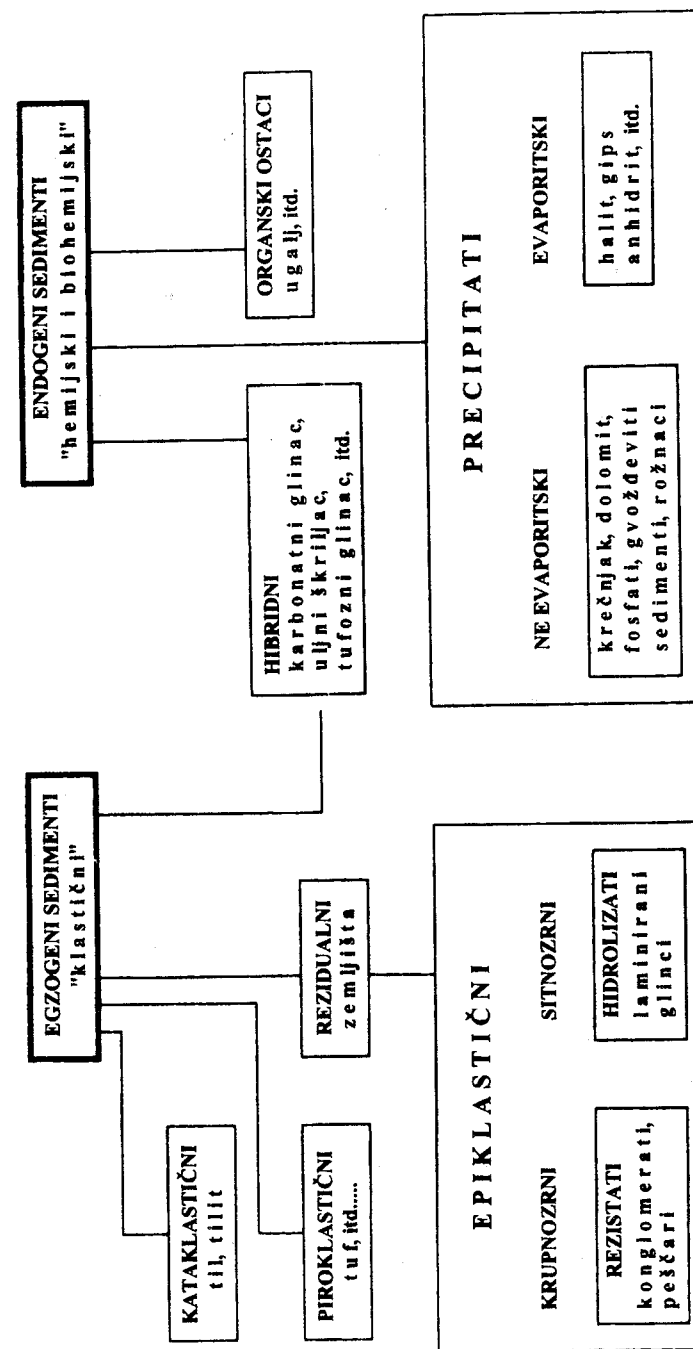
Postoje podele sedimentnih stena na osnovu: geneze, stepena konsolidacije (dijageneze), sastava i granulometrijskih karakteristika.

Na osnovu geneze izdvajaju se klastične, biohemogene i hemogene stene, na osnovu stepena konsolidacije odnosno dijageneze na nevezane i vezane stene. Na osnovu granulometrijskog sastava izvršena je dalja podela klastičnih stena na nekoliko grupa:

1. krupnozrne klastične stene sa veličinom odlomaka, valutica preko 2 mm; psefitoliti - vezane i psefiti (ruditi, šljunkovi) - nevezane;
2. srednjozrne klastične stene sa veličinom zrna od 2 do 0.05 mm; psamitoliti - vezane i psamiti (areniti, peskovi) - nevezane;
3. sitnozrne klastične stene sa veličinom čestica od 0.05 do 0.005 mm; alevroliti - vezane i alevriti (čestice praha) - nevezane i
4. fino-zrne klastične stene sa veličinom čestica manjom od 0.005 mm (glinci, laminirani glinci) - vezane i gline - nevezane.

Često se u stranoj literaturi sitnozrne i fino-zrne klastične stene izdvajaju kao pelitoliti - vezane i peliti (lutiti, muljevi) - nevezane stene.

U tekstu će biti prikazane sedimentne stene prema klasifikaciji koja uključuje i genetske i deskriptivne faktore. Radi lakšeg pregleda izdvojene su: klastične (terigene) stene u koje su uključene i vulkanoklastične; glinene stene; karbonatne stene, hemijske i biohemijske stene. Svaka od nabrojanih grupa biće izdvojena na osnovu sastava, strukture i drugih karakteristika.



Sl. 4 - Uprošćena klasifikacija sedimentnih stena. Pettijohn, 1975.

2.1. KLASTIČNE (TERIGENE) STENE

Klastične stene nastaju mehaničkom akumulacijom fragmenata (odlomaka) minerala i stena raspadnutih magmatskih, metamorfnih i starijih sedimentnih stena. Njihova dalja podela vrši se na osnovu strukture (veličine i oblika fragmenata, zrna i čestica), mineralnog sastava, strukturne zrelosti, vezanosti i dr. karakteristika.

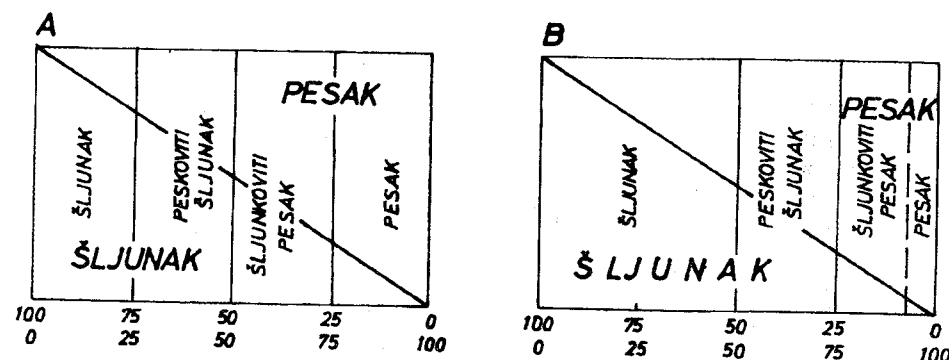
Podela na osnovu strukture i vezanosti data je, a ostale podele biće prikazane uz odgovarajuće vrste stena.

Napomenuto je da se u ovu grupu uključuju i vulkanoklastične stene, koje se, takođe, dalje izdvajaju na osnovu strukture i sastava.

2.1.1. Krupnozrne klastične stene

Krupnozrne, šljunkovite stene, ruditi ili psefiti, su klastične stene sa veličinom odlomaka iznad 2 mm. Mogu biti nevezane ili vezane, odnosno šljunak i drobina - nevezane i breče i konglomerati - vezane stene.

U prirodi su vrlo česte mešavine dve ili više, različitih vrsta stena, tako da na primer postoji klasifikacija zasnovana na različitoj zastupljenosti šljunka i peska (Sl. 5.)



Sl. 5 - Klasifikacija mešavine šljunka i peska: A. idealizovana simetrična klasifikacija; B. terenska klasifikacija. Willman, 1942.

Klasifikacija vezanih šljunkovitih stena, breča i konglomerata izdvaja više grupa istih:

U sastav krupnoklastičnih sedimenata ulaze manje ili više zaobljeni (kod šljunka) ili manje ili više uglasti (kod drobine) fragmenti različitih stena i minerala. U vezanim stenama ovi fragmenti su povezani matriksom - detritusom finijeg zrna ali istog sastava kao i fragmenti i/ili cementnom materijom, karbonatnog, silicijskog, gvožđevitog ili drugog mineralnog sastava.

Sklop - tekstura i struktura - eksterna slojevitost stena ove grupe je slabo izražena, mada može i da se javi. Imbrikacija je česta pojava, kao i pojava erozionih kanala. Interna slojevitost - kosa i paralelna laminacija se takođe mogu javiti.

Struktura je određena veličinom i oblikom sastojaka. Na osnovu veličine fragmenata mogu se izdvojiti sledeće vrste prikazane na tabeli 4.

Sortiranost šljunkovitih stena može biti različita, od dobre do slabe, što zavisi od uslova i sredine sedimentacije. Aluvijalni šljunkovi su slabo sortirani (aluvijalne lepeze), šljunkovi plaža su dobro sortirani i td.

Oblik valutaka i fragmenata više je zavisano od sastava prvobitne stene nego od dužine i vrste transporta.

Šljunak - predstavlja nevezani zaobljeni klastičan sediment čija veličina valutaka prelazi 2 mm. Podela šljunka zasnovana na veličini valutaka, (Tab. 4), izdvaja pet grupa - od šljunka izgrađenog od sitnih valutaka (2-5 mm) do vrlo krupnog šljunka (50-100 mm). Šljunak može biti izgrađen od valutaka istog sastava ili, pak, različitog, što je češći slučaj.

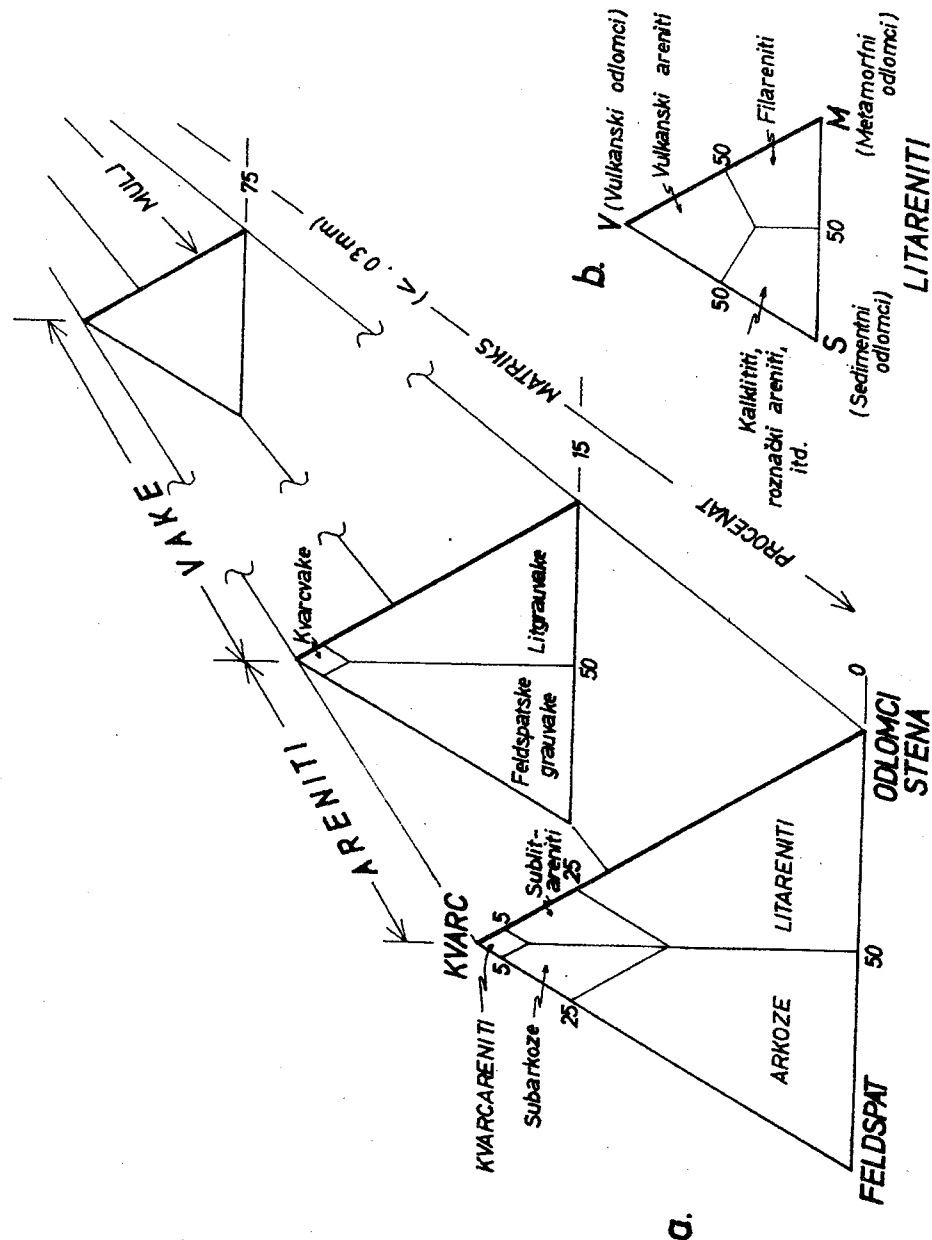
Drobina - je izgrađena od nezaobljenih, nevezanih fragmenata čija veličina prelazi 2 mm. Podela drobine vrši se na isti način kao i podela šljunka. Drobina najčešće nastaje mehaničkim drobljenjem stena na padinama brda, odakle pod uticajem gravitacije klizi niz padine. Tom prilikom trpi neznatan transport tako da fragmenti ostaju i dalje nezaobljenih ivica.

Tab. 4

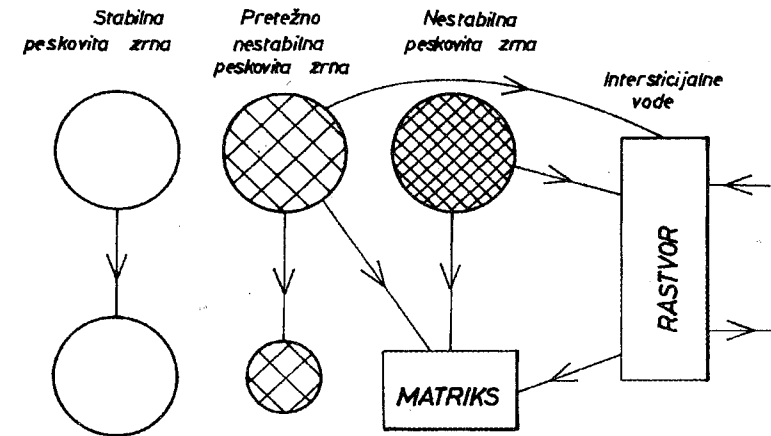
BLOKOVI		preko 1000 mm
KRUPICE		100 - 1000 mm
ŠLJUNAK I DROBINA	valutci i fragmenti	
	vrlo krupni	50 - 100 mm
	krupni	25 - 50 mm
	srednje veličine	10 - 25 mm
	sitni	5 - 10 mm
	vrlo sitni	2 - 5 mm

Konglomerat - je klastična stena koja nastaje vezivanjem šljunka. U zavisnosti od sadržaja matriksa (više ili manje od 15%) izdvajaju se dve vrste konglomerata - ortokonglomerati i parakonglomerati (Tab. 5).

Ortokonglomerati - izgrađeni su od valutica i krupnozrnog peska vezanih mineralnim cementom. Sadržaj matriksa je manji od 15%. Obično su deponovani iz jako turbulentnih voda, bilo tokova velikih brzina ili talasa duž obale. Uključuju dve grupe: *zreli ortokvarciti konglomerati*, izgrađeni od žičnog kvarca, kvarcita i rožnaca i *nezreli petromiktini konglomerati* izgrađeni od metastabilnih odlomaka stena.



Sl. 7 - Klasifikacija peščara (a), modifikovana Dott-ova, 1964, sa dopunom (b) - podelom litičnih arenita prema Folk-u, 1968.



Sl. 8 - Predpostavljeno post-depoziciono poreklo matriksa u grauivakama. Modifikovano iz Cummins-a, 1962.

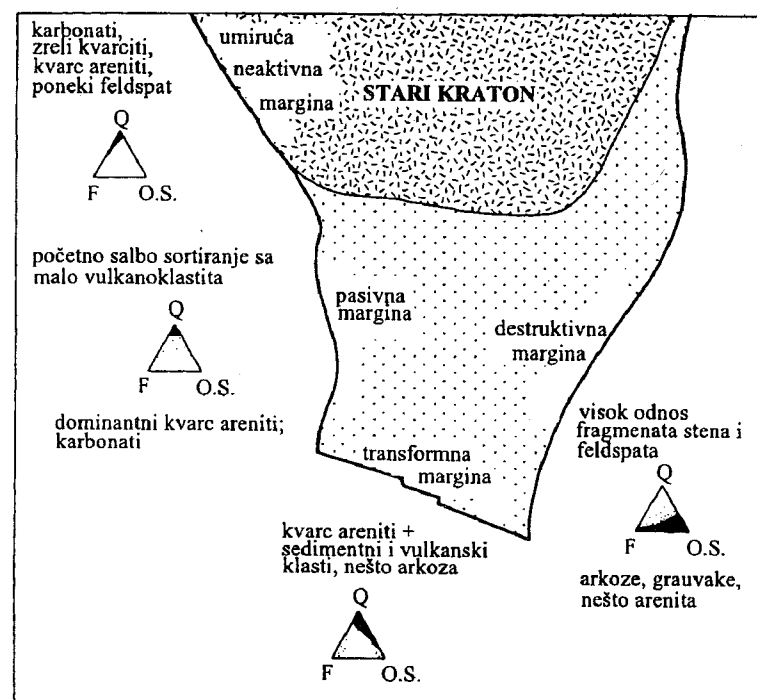
Najčešće su cementovani silicijom, uglavnom kvarcom, rede karbonatom. Mada mogu biti različite starosti, najčešće su prekambrijski i rano paleozojski. Vezani su za stabilne oblasti kratona, ali se sreću i u marginalnim miogeosinklinalnim pojasevima.

Arkoze takođe pripadaju grupi arenita kod kojih je sadržaj feldspata veći od 25%. Pripadaju grupi krupnozrnih peščara, pretežno slabo zaobljenih, čija boja varira od ružičaste do mrko crvene. Pored kvarca, koji je često zbog krupnoće zrna polikristalan, i feldspata predstavljenog pretežno mikroklinom, ortoklasom i retko plagioklasom, u njihov sastav ulaze liskuni i drugi sastojci (teški minerali sa sadržajem manjim od 1%; a u vrlo malim količinama, hlorit, hematit i gline-kaolinit).

Pojava arkoza uglavnom ukazuje na granitske stene od kojih vode poreklo. Visok sadržaj feldspata ukazuje ili na izraženu aridnu odnosno nivalnu klimu u kojima je hemijsko raspadanje minimalno ili pak na regione visokog reljefa sa snažnom erozijom, tako da feldspat nije imao vremena da se raspada. Na taj način arkoze su indeks klimatske i tektonske aktivnosti (Sl. 9.).

Subarkoze za razliku od arkoza sadrže manje feldspata, od 5 do 25 % odnosno od 10 do 25 % po drugim autorima (Folk, 1954) i čine prelaz od kvarcarenita prema arkozama.

Litični areniti (litareniti) su one vrste peščara kod kojih je sadržaj odlomaka stena veći od sadržaja feldspata. Sadržaj odlomaka stena varira u širokim granicama ali se kao tipični litični peščari izdvajaju vrste sa više od 25%. Ako je sadržaj odlomaka od 5 (odnosno 10) do 25% izdvajaju se kao sublitareniti. Odlomci su pretežno starije sedimentne stene i metamorfne stene, pretežno niskog stupnja metamorfizma. U zavisnosti od vrste odlomaka često se koristi dodatni trougaoni dijagram, koji ih izdvaja na vulkanske, sedimentne (karbonatne, rožnjačke i td.) i metamorfne odnosno filarenite (Sl. 7.).



Sl. 9 - Arkoze i druge vrste peščara i njihova veza sa oblastima sa različitim tektonskim režimom. Modifikovano iz Folk-a, 1974.

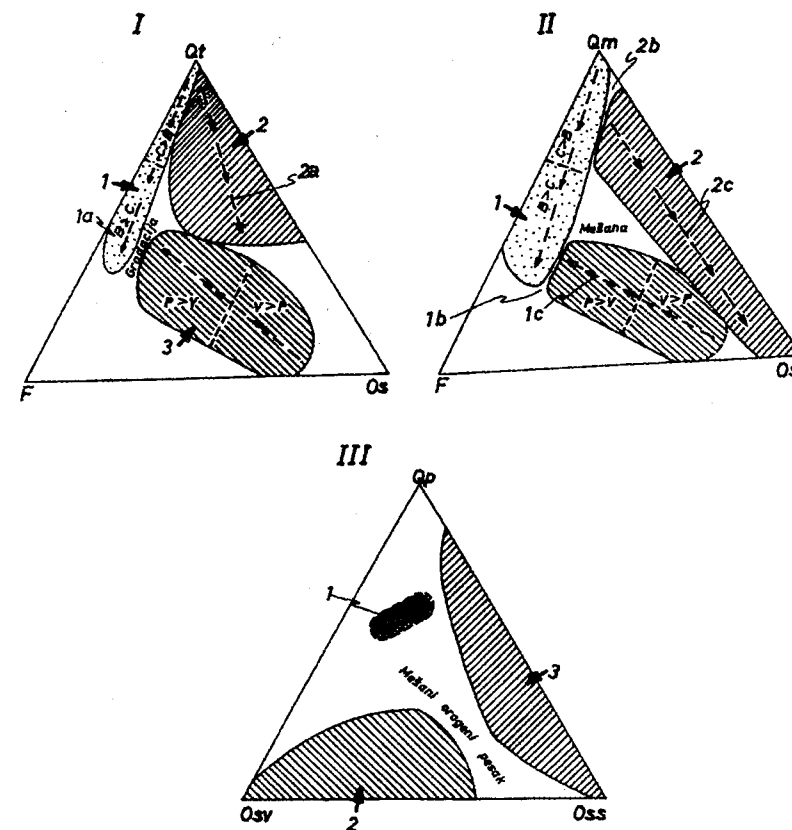
Pored kvarca, koji je pretežno subuglast do zaobljen, i odlomaka, u sastav litarenita ulaze feldspati i liskuni. Cement je silicijski ili kalcitski, a matriks predstavlja glina.

Obično su sastojci naslaga većih reka, tipični aluvijalni ili deltni sedimentni, kao i miogeosinklinala.

G r a u v a k e, peščari sa sadržajem matriksa većim od 15% pripadaju grupi vaka. Karakterišu se sivom bojom, zastupljenošću feldspata i odlomaka stena pored kvarca, odsustvom cementa koji ispunjava porni prostor, a prisustvom matriksa koji je uglavnom predstavljen finoznom mešavinom sericita i hlorita, sa nešto kvarcnih i feldspatskih čestica (veličine čestica praha). Za razliku od arkoza bogati su oksidima gvožđa (FeO), magnezijuma i natrijuma. U zavisnosti da li prevladavaju zrna feldspata ili odlomaka stena, pored najzastupljenijeg kvarca, izdvajaju se feldspatske i litične grauwake. Kao vrlo retke vrste javljaju se kvarc vake, koje se odlikuju bogatstvom kvarca.

Veliki deo grauvaka je paleozojske starosti, ili stariji i česti su članovi flišnih serija. Asociraju sa zelenim stenama (pretežno spilitima) i rožnacima. Vezani su za eugeosinklinalne ubrane pojaseve. Odsustvuju među naslagama vezanim za stabilne kratone.

Određivanje porekla klastičnih stena, uglavnom peskovitih sedimenata, kao i odnosa oblasti snabdevanja sa paleotektonikom, može se vršiti na osnovu zastupljenosti kvarca, feldspata i odlomaka stena (Sl. 10.).



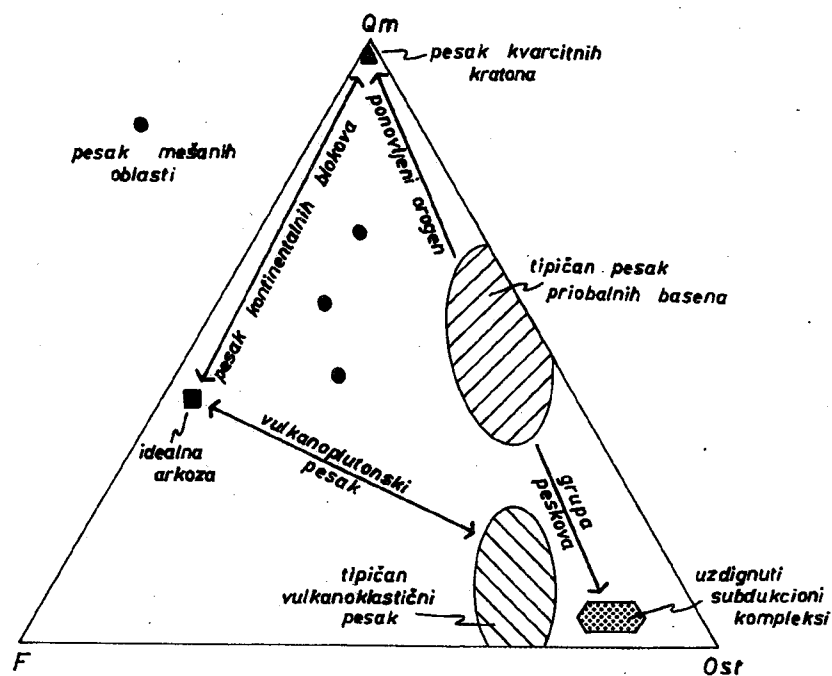
Sl. 10 - Distribucija najzastupljenijih detritičnih sastojaka peščara, njihova zavisnost od oblasti snabdevanja. Simboli: Qt - ukupan kvarc, Qm - monokristalan kvarc, Qp - polikristalan kvarc (uključujući i odlomke rožnaca), F - ukupan feldspat (K + P), K - K-feldspat, P - plagioklas, Ost - ukupni polikristalni odlomci stena (Os + Qp), Os - nestabilni odlomci stena (Osv + Oss), Osv - vulkanogeni odlomci stena (vulkanskih, metavulkanskih, hipabisalnih), Oss - sedimentni i metasedimentni odlomci (isključujući rožnace i metarožnace). P- materijal poreklom od plutonskih stena; V- materijal poreklom od vulkanita. Dickinson, 1985, sa malim izmenama.

I. 1 - Poreklo materijala sa kontinentalnih blokova; **B** - baza koja se izdiže; **C** - stabilni kraton; **1a** - smanjenje zrelosti stene i stabilnosti minerala; **2** - poreklo materijala iz zone recikliranog orogena; **2a** - povećanje odnosa zastupljenosti materijala poreklom iz marinske prema kontinentalnoj sredini; **3** - poreklo materijala sa magmatskih lukova.

II. 1 - Poreklo materijala sa kontinentalnih blokova; B - baza koja se izdiže; C - stabilni kraton; 1b - spajanje polja baze izgrađene od plutona i korena luka; 1c - povećanje zastupljenosti materijala poreklom iz plutonskih prema vulkanskim stenama; 2 - poreklo materijala iz zone recikliranog orogena; 2b - spajanje polja zrelih stena i stabilnih minerala; 2c - povećanje zastupljenosti roznaca prema kvarcu.

III. Poreklo materijala iz zone: 1 - subdukcionih kompleksa; 2 - orogenih lukova; 3 - kolizionih šavova i zona ubiranja i navlačenja.

Ukoliko dolazi do mešanja detritusa iz različitih oblasti snabdevanja, kao na pr. na trougaonom dijagramu Qm, F, Ost, (Sl. 10.), 2a - središnji deo - mešano polje, može se upotrebiti isti trougaoni dijagram prikazan na Sl. 11. Prikazane tačke peščara Hornbrook formacije ukazuju da je oblast snabdevanja bila vezana za orogeni pojas koliziono zone. Duž kolizionog šava dolazi do izdizanja tako da deformisana kontinentalna podloga, prekrivena miogeosinklinalnim ili platformnim sedimentima, imbrikovana u dubokomarinске sedimente sa podlogom izgrađenom od okeanske kore vulkanogenog porekla i delom metamorfisanog masiva magmatiskog luka. Na taj način oblast snabdevanja suturnog pojasa daje mešavinu različitih vrsta peščara - arkoza, litarenita, vulkanoklastita i drugih u različitim proporcijama.



Sl. 11 - Dijagram koji ilustruje koncept mešanja detritusa iz različitih oblasti snabdevanja. Dickinson, 1985.

2.1.3. Sitnozrne klastične stene

Sitnozrni klastični sedimenti izgrađeni od čestica praha, veličine 0.05 do 0.005 mm, mogu biti, kao sve klastične stene, nevezane - alevriti i vezane - alevroliti (Tab. 6). Kao prelazna vrsta između sedimentata sa česticama praha i sedimentata sa česticama glina izdvaja se mulj, nevezana do slabo vezana stena.

Dok se uglavnom, u našoj i većem broju zemalja, izdvajaju sitnozrni i finoizrni klastični sedimenti, sreću se i opšti termini koji obuhvataju obe grupe kao peliti odnosno lutiti.

Sklop - tekstura i struktura - Kod ovih vrsta sedimentnih stena eksterna slojevitost je izražena (alevroliti, muljevite laminirane stene) ali i nemora biti izražena (les). Karakteristična je laminacija koja i izdvaja pojedine vrste ovih stena. Horizontalna laminacija sa laminama submilimetarskih, ređe milimetarskih dimenzija, često se odlikuje prisustvom listastih minerala orijentisanih paralelno slojevitosti. Laminacija je često deformisana kako rastom autigenih minerala tako i usled bioturbacije.

Alevroliti mogu imati teksturne oblike mehaničkog, biogenog i hemijskog porekla kao i peščari.

Tab. 6

TERMINOLOGIJA PELITSKIH STENA		
nekonsolidovani sediment	konsolidovani sediment	metamorfisani sediment
alevrit	alevrolit	kvarcit
mulj	muljevita stena (nelaminirana) muljevita stena -shale- (laminirani glinac)	argilit (bez klivaža)
glina	glinac	škriljac (sa klivažom)

Laminirane muljevite stene često pokazuju osobinu izdvajanja, cepanja, u fine liske (fissility). Pored biogenih i hemijskih teksturnih oblika (najčešćih konkrecija) javljaju se i pojedini teksturni oblici mehaničkog porekla (pukotine isušivanja, tragovi talasanja i dr.).

Mineralni sastav - Alevriti i alevroliti po svome sastavu nalaze se između peščara i glinaca. Izgrađeni su od sitnozrnog kvarca, pretežno uglastog, redeg feldspata (i iz grupe ortoklasa i plagioklasa), liskunovitih minerala i male količine teških minerala. Pored toga u njihov sastav ulaze gline, koje čine matriks i cementna materija, najčešće kalcit i silicija. Vezivo je obično dosta zastupljeno.

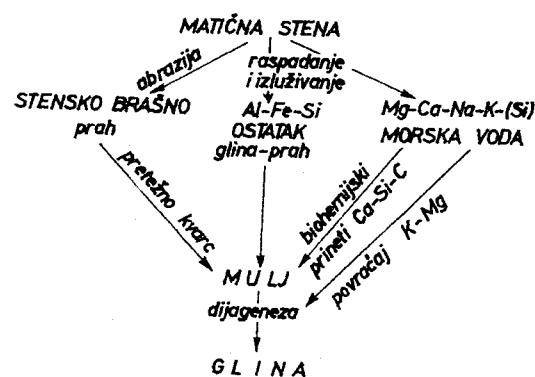
Alevriti i alevroliti mogu biti sive do crveno mrke boje. Alevroliti su uglavnom tanko slojevite stene koje asociraju sa peščarima i glincima. Česti su članovi flišnih serija kao i serije crvenih permskih peščara, što ukazuje da se javljaju,

kako među marinskim turbiditnim naslagama tako i među kontinentalnim, aluvijalnim naslagama.

Les predstavlja poroznu, nedovoljno očvrslu stenu, žute do žuto-sive boje, koja prekriva paleoreljef različitog sastava. Javlja se u debelim naslagama bez izražene slojevitosti. Pored sitnozrnog kvarca, redeg feldspata, liskuna i male količine teških minerala sadrži karbonate i minerale glina. Dobro je sortirano. Odlikuje se vertikalnim šupljinama i sadržajem karbonatnih konkrekcija-lesnih lutkica. Materijal potreban za formiranje lesa transportovan je eolskim putem do mesta odlaganja. Karakteristične crte lesa vezane su ne samo za eolski transport nego i za pedogene procese. Les je izdvojen horizontima pogrebene zemlje.

Muljevite stene su stene, koje stoje između alevritskih i glinenih stena. U našoj literaturi nisu bile izdvajane u posebnu grupu već su prikazivane skupa sa praškastim ili glinenim stenama, ali zbog velike zastupljenosti koje imaju potrebno ih je izdvojiti. Njihov sastav dosta varira i kompleksan je pošto sadrže produkte abrazije (čestice praha), krajnjih produkata raspadanja (rezidualne gline) i hemijske i biohemijske sastojke (Sl. 12.).

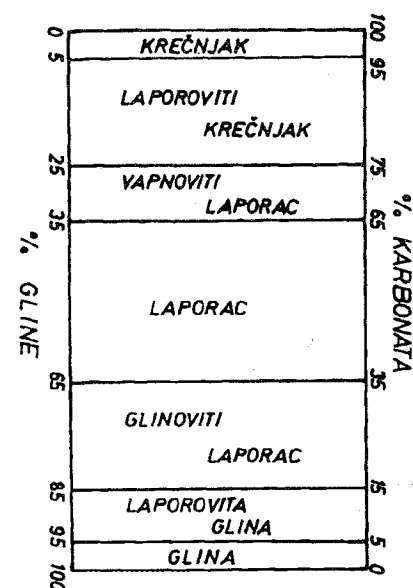
Pored sitnozrnog kvarca, redeg feldspata, liskuna i drugih minerala u tragovima (teški minerali) sadrže karbonate i minerale glina, okside gvožđa i organsku materiju. Najčešće laminirana muljevita stena (shale) je izgrađena od kvarca i minerala glina. Sadržaj gline varira od 40 do manje od 100% (što je redak slučaj). Glina, odnosno glinena frakcija, je kompleksna i sadrži mešavinu ilita, kaolinita i hlorita, među kojima ilit preovlađuje.



Sl. 12 - Poreklo muljevutih stena. Pettijohn, 1975.

spore i polen, kao i alge koje su taložene skupa sa česticama praha i gline pod anaerobnim uslovima. U nekim slučajevima umesto klastične komponente javlja se delom karbonatna (laporovita). Formirani su u većim ili manjim jezerima kao i u plitkovodnim delovima šelfa.

Kao pelitske stene, koje čine prelaz od klastičnih ka karbonatnim stenama, izdvajaju se l a p o r c i. To su mešane stene od karbonata (pretežno veličine čestica praha) i gline. Sadržaj karbonata varira od 35-65 odnosno od 25 do 75%, (Sl. 13.).



Sl. 13 - Klasifikacija mešanih, karbonatno-glinenih stena. Barth, Correns & Eskola (1939), iz Pettijohn-a, 1975.

Karbonatni deo može biti kalcitski ili dolomitski i u retkim slučajevima magnezitski. Glina može da odgovara različitim mineralima glina, ali najčešći je ilit. Pored pomenutih minerala u njihov sastav ulaze i manje količine kvarca, feldspata, liskuna, nekad i glaukonita. Kao autigene komponente izdvajaju se pirit, barit i zeoliti. Formiraju se u različitim sredinama, marinskim plitko i dubokovodnim i u kontinentalnim jezerskim sredinama.

2.1.4. Finozrne klastične stene

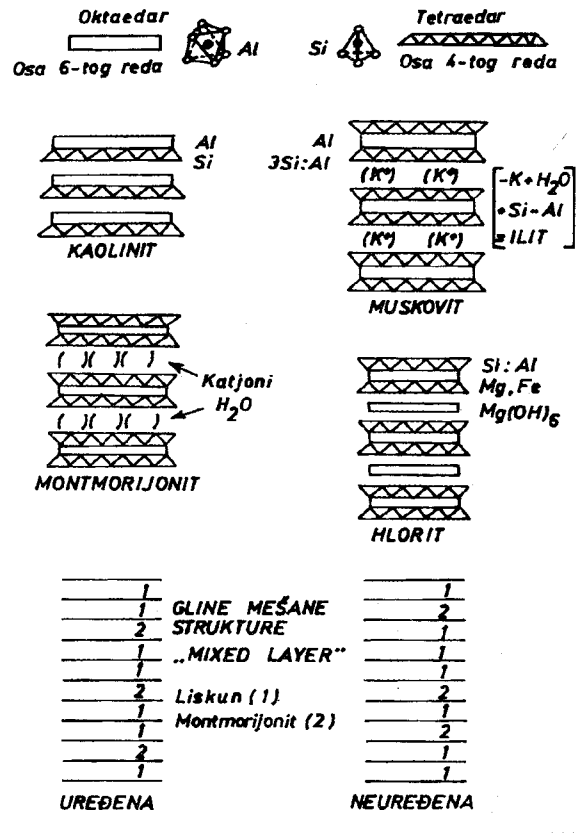
Finozrne klastične stene - glinene stene, izgrađene su od čestica čija je veličina manja od 0.005 mm. Mogu biti nevezane -gline i vezane - glinci.

Sklop - tekstura i struktura - retko kada pokazuju izraženu eksternu slojevitost. Laminacija je česta, nekad se javlja trakasta slojevitost odnosno pojava varvi. Lamine su submilimetarskih dimenzija i izdvajaju se po promeni boje (prisustvo organske materije, oksida ili hidroksida gvožđa i dr.) ili po granulometrijskom sastavu. Laminacija u nekim slučajevima može biti stvorena u procesu dijageneze. Mogu imati biogene i hemijske teksturne oblike, kao i pojedine oblike mehaničkog porekla (pukotine isušivanja).

Mineralni sastav - čine različiti minerali glina kao i male količine terigenih i autigenih minerala. Pored toga, u njihov sastav može da uđe i organska materija.

Minerali glina pripadaju grupi filosilikata i imaju listastu strukturu sa dve vrste slojeva, tetraedarskih i oktaedarskih, koji leže jedni na drugima. Tetraedarski sloj se sastoji od SiO_4 grupa međusobno vezanih, a oktaedarski sloj od dva lista kiseonika ili hidroksida između kojih se javljaju atomi aluminijuma. Struktura različitih minerala glina prikazana je na Sl. 14.

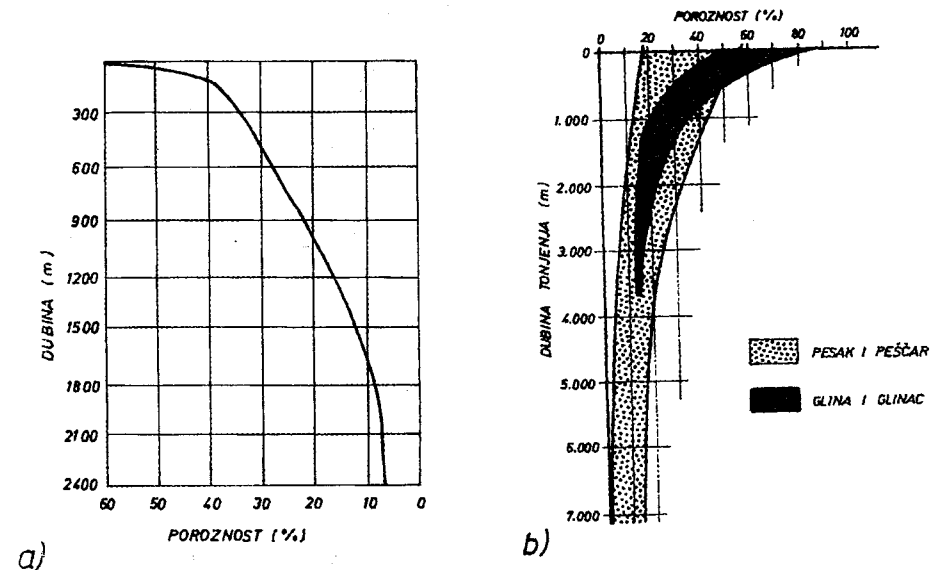
Minerali glina, koji najčešće ulaze u sastav glinenih sedimenata, su predstavljeni kaolinitom (kaolinitaska grupa), montmorijonitom (smektitska grupa) i ilitom (hidroliskunska grupa). Često su ovi minerali glina strukturno udruženi i grade takozvane mešane minerale glina (mixed layer clays).



Sl. 14 - Struktura različitih minerala glina. Pettijohn, Potter & Siever, 1965.

Klastični minerali glinenih sedimenata su kvarc, feldspat, liskun, teški minerali, a autigeni su oksidi i hidroksidi gvožđa, pirit, karbonati (kalcit, dolomit, siderit), gips, anhidrit, barit i dr.

Minerali glina mogu biti indikatori sredina i matičnih stena od kojih potiču, ali zbog izražene osjetljivosti ovih stena na dijagenetske procese ukazuju i na fizičko-hemijske uslove sredine u kojima se ti procesi odigravaju. Izražena poroznost (srednja iznosi 30-35%) naglo se smanjuje sa dijagenezom tonjenja, tako da pri dubinama od 6000 m iznosi oko 2%, (Sl. 15.). Pored toga, hemijske i mineraloške promene dešavaju se neposredno po istaložavanju. Karakteristično je da pojedini minerali glina prelaze u druge, kao na pr. ilit odstranjenjem jona kalijuma prelazi u montmorijonit, montmorijonit može biti degradiran u kaolinit, a pod određenim uslovima kaolinit može preći u džipsit. Dokazano je da minerali glina ukazuju na klimatske promene sredine. Analize savremenih glina su pokazale da se kaolinit javlja blizu obalske linije dok montmorijonit dalje od nje. Na većim dubinama ilit preovlađuje nad montmorijonitom.



Sl. 15 - a) Poroznost glinenih stena, odnos prema dubini zaleganja, b) Smanjenje poroznosti sa dubinom glinenih i peskovitih stena. Conybeare, 1967.

2.2. VULKANOKLASTIČNE STENE

Pod vulkanoklastičnim stenama (vulkanoklastitima) podrazumeva se široki spektar odlomaka vulkanskih stena, formiran bilo kojim mehanizmom, izbačen ili donešen u bilo koju sredinu (na kopno, pod vodom, na ili pod ledom i td.), koji može da se meša sa bilo kojom nevolkanskim stenom.

Vulkanoklastični materijal uključuje debris piroklastita kao i vulkanski materijal oslobođen procesima raspadanja. Pojedini autori izdvajaju dve velike grupe ovih stena: piroklastite i epiklastite, od kojih prvi sadrže prema ruskim autorima 100 % piroklastičnih fragmenata a druga grupa uključuje tufite (više od 50% piroklastičnog materijala, manje od 50% epiklastičnog); tufogene stene (manje od 50% piroklastičnog a više od 50% epiklastičnog materijala). U angloameričkoj terminologiji epiklastične stene izmešane sa piroklastičnim materijalom nazivaju se tufozne stene (tufozni peščar, i td.).

Sklop - tekstura i struktura - veličina debris piroklastičnih stena utiče i na njihovu klasifikaciju (Tab. 7).

U našoj zemlji upotrebljavamo klasifikaciju koja je najbližnja Wentworthovoj: blokovi i bombe su preko 64 mm veličine, kada su vezane daju piroklastične breče i

aglomerate; lapili su veličine od 64 do 2 mm, vezani su lapiliti; od 2 do 0.05 mm je vulkanski pepeo krupnozrn, vezani tuf, a ispod 0.05 mm sitnozrni pepeo odnosno tuf.

Tab. 7

KLASIFIKACIJA PIROKLASTIČNOG DEBRISA			
Velicina u mm	Wentworth & Williams, 1932	Twenhofel, 1950	Fisher, 1961
256	blokovi, vulkanske breče	bombe	blokovi i bombe
128	bombe, aglomerati	lapili	lapili
64			
32	lapili, lapiliti		
16			
8			
4			
2	tuf, krupnozrni pepeo		
0.25	tuf, sitnozrni pepeo	krupnozrni pepeo	krupnozrni pepeo
0.063		sitnozrni pepeo	sitnozrni pepeo

Oblik bombe je elipsoidan, diskoidalan ili nepravilan i njena površina (hlebasta) ukazuje da li je bomba izbačena u delimično ili potpuno stopljenom stanju. Blok je uglast ili poluuglast i izbačen je u čvrstom stanju.

Piroklastične stene mogu pokazivati različitu sortiranost, od loše, čak haotične do dobre sortiranosti sa pojavom laminacije. Pojedine stene imaju izraženu eksternu slojevitost, dok se druge javljaju u vidu debelih naslaga bez izražene stratifikacije. Lapiliti i tufovi mogu pokazivati čitav niz teksturnih oblika koje se sreću i kod normalnih klastita.

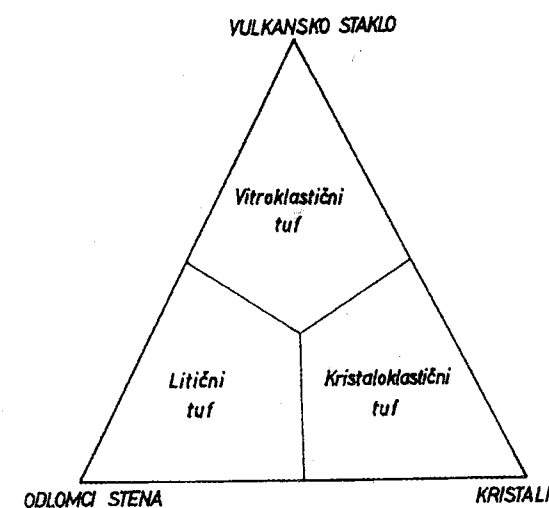
Sastav - Blokovi i bombe su izgrađene od fragmenata različitih vulkanskih stena uključujući tu i lavu. Blokovi obično odgovaraju stenama zidova kanala kroz koji se vrši erupcija.

Često su odlomci vulkanskih stena afanatične strukture i jako podsećaju na odlomke rožnaca.

Odlomci kristala različitih minerala su dosta zastupljeni sastojci vulkanoklastita. Česti su fenokristali kvarca sa resorbovanim ivicama ili pak bipiramidalnih formi, zornari plagioklas, nekad sanidin. Redi su odlomci amfibola, piroksena i olivina.

Vulkansko staklo je čest sastojak ovih stena, posebno tufova. Sveže staklo je bezbojno, niskog indeksa prelamanja, izotropno. Najčešće se javlja u uglastim, nepravilnim iverastim oblicima. Nestabilno je i prelazi u gline smektitskog karaktera kao i zeolite.

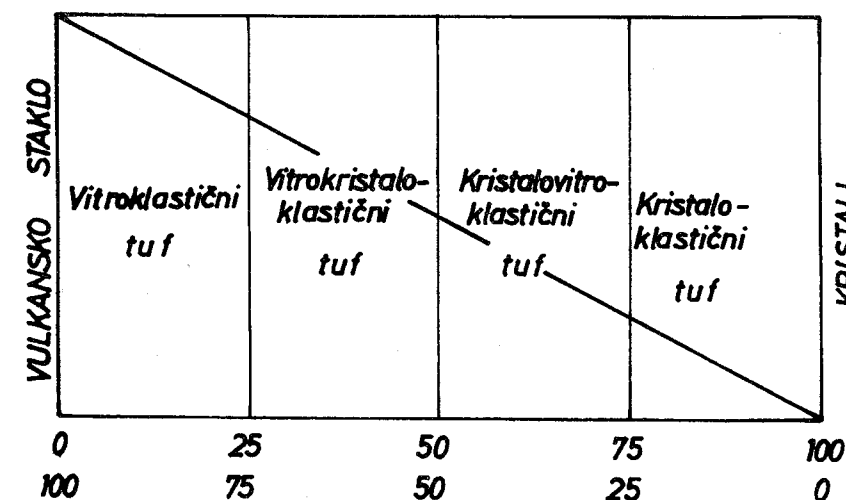
U zavisnosti od sadržaja stakla, odlomaka stena i kristala odnosno njihovih odlomaka (Sl. 16, 17.), izdvajaju se tri osnovne vrste tufova kao vitroklastični, litoklastični i kristaloklastični. Između ovih grupa postoje prelazi (Sl. 17.).



Sl. 16 - Klasifikacija tufova.

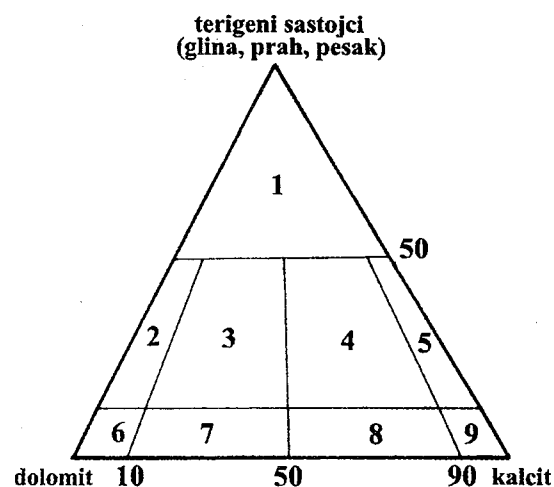
Pored toga što često dolazi do mešanja osnovnih sastojaka tufova, isti mogu da se u različitim proporcijama mešaju sa sedimentnim materijalom dajući mešane stene, kao što je napomenuto.

Pored pomenutih piroklastita koji predstavljaju produkte tečenja piroklastita (tečenja pepela-ash flow) ili produkte oblaka pepela izbačenog u gasoviti fluid (vazduh) izdvajaju se i stopljeni tufovi ili ignibriti kao i lahari produkti tečenja vulkanskog mulja sa karakterističnim teksturama (gradacionom slojevitošću i brežuljkastom kosom slojevitošću).



Sl. 17 - Prelazi između vitro i kristaloklastičnih tufova.

2.3. KARBONATNE STENE

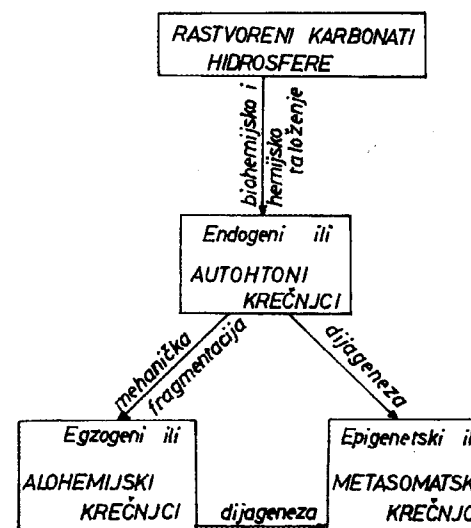


Sl. 18 - Vrste karbonata i njihovi odnosi sa drugim stenama-klastitima. Legenda: 1. nekarbonatne stene (gline, muljevi, alevriti, peskovi i dr); 2. nečisti dolomit (glinoviti, muljeviti i td); 3. nečisti vapnoviti dolomit; 4. nečisti dolomitični krečnjak; 5. nečisti krečnjak; 6. dolomit; 7. vapnoviti dolomit; 8. dolomitični krečnjak i 9. krečnjak. Prema Leighton i Pendexter-u, 1962.

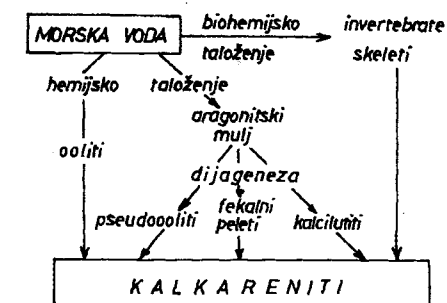
2.3.1. Krečnjaci

Pod krečnjacima podrazumevamo one karbonatne stene kod kojih je sadržaj kalcijum karbonata-kalcita veći od 50%. Predstavljaju najzastupljenije vrste karbonatnih stena koje su poznate kako među recentnim sedimentima tako i među vrlo starim, preko 2.6 milijardi godina. Pretežno se javljaju u slojevima, tanko slojeviti su u oblasti stabilnog kratona (prekrivale su veći deo Severno američkog kratona za vreme ordovicijuma), deblji slojevi se obično javljaju u marginalnim miogeosinklinalnim oblastima, formirajući naslage deblje i od 5000 m. U eugeosinklinalnim oblastima su relativno retke stene, sa izuzetkom onih vrsta koje su prenošene tokovima, pretežno turbiditnim ("alodapik" vrste odnosno kalkruditi, kalkareniti i kalcilutiti), (Sl. 20., Sl. 21.).

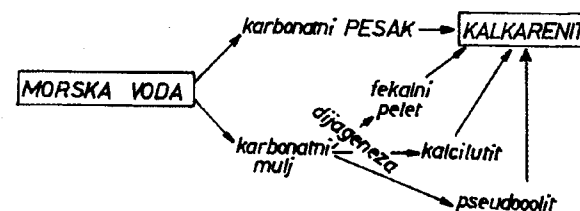
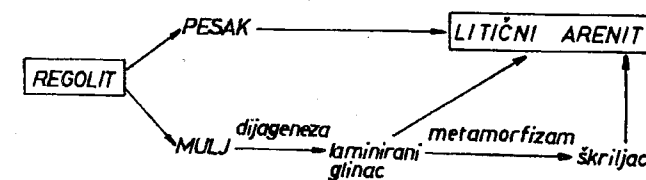
Karbonatne stene uključuju krečnjake, dolomite i magnezite. Među krečnjacima i dolomitima postoji čitav niz prelaza, a takođe i između karbonatnih i klastičnih stena (Sl. 18.). Zbog velike zastupljenosti (oko 20-25%) i raznovrsnog postanka ove stene se izdvajaju u posebnu grupu. Pojedini autori svrstavaju ih u grupu autohtonih stena (Selley, 1976) mada one mogu biti i alohtotone. Genetsku klasifikaciju krečnjaka dao je Pettijohn (1957), (Sl. 19.) iz koje se vidi poligenetski karakter krečnjaka.



Sl. 19 - Genetska klasifikacija krečnjaka. Pettijohn, 1957.



Sl. 20 - Poreklo kalkarenita.



Sl. 21 - Dijagram koji pokazuje sličnost među kalkarenitima i litičnim arenitima.

Terensku klasifikaciju krečnjaka dao je Dunham, 1962, a Embry i Klovon su je dopunili 1972 (Tab. 8). Dunham-ova klasifikacija zasnovana je na strukturnim karakteristikama: prisustvu ili odsustvu karbonatnog mulja; odnosu zrna i mulja kao i organogenog vezivanja komponenata za vreme razvoja organizama. Embry i Klovon (1972) upotpunili su Dunham-ovu klasifikaciju sa još dva tipa stena, kao i sa detaljnijom podelom "boundstone".

Pored rekristaliziranih - kristalastih krečnjaka gde su strukturne karakteristike uništene rekristalizacijom **Dunham**, izdvaja sledeće vrste:

- 1.- "Mudstone" sadrži manje od 10% zrna veličine između 0.03 i 2 mm, preko 90% karbonatnog mulja - muljevita potpora;
- 2.- "Wackestone" koji pored karbonatnog mulja sadrži 10-50% zrna koja nemaju međusobnu potporu, već su okružena muljem;
- 3.- "Packstone" je izgrađen od zrna koja se međusobno dodiruju, imaju međusobnu potporu (grain supported), a između njih je karbonatni mulj;
- 4.- "Grainstone" ne sadrži karbonatni mulj, zrna imaju međusobnu potporu, a između njih je cement;
- 5.- "Boundstone" je tipična organogena stena koja sadrži skelete organizama litificirane na mestu gde su rasle, razmnožavale se i živele, odnosno stene u kojima su pojedini sastojci vezani posredstvom organizama još za vreme taloženja.

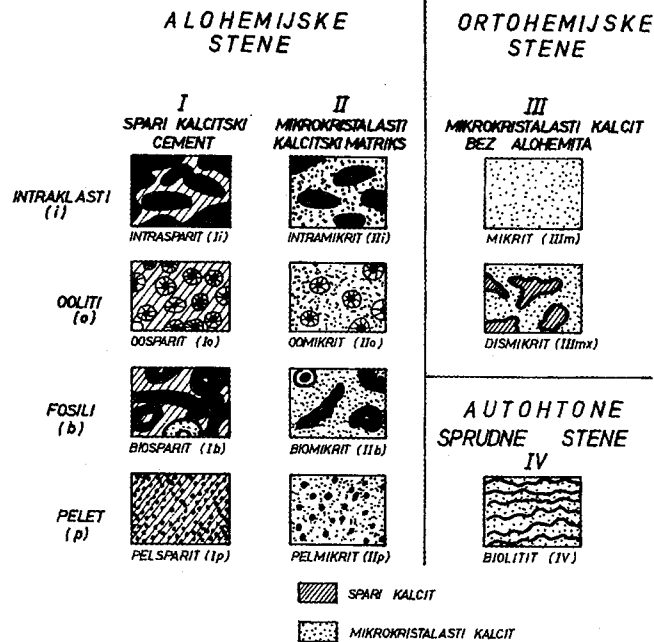
Embry i Klován (1972) dodali su sledeće vrste:

- 6.- "Floatstone" sadrži više od 10% zrna većih od 2 mm koje nemaju međusobnu potporu već plivaju u karbonatnom mulju;
- 7.- "Rudstone" imaju međusobnu potporu, a između njih je izlučen cement;
- 8.- "Bafflestone" je specijalna podvrsta "boundstona", koja sadrži organizme koji hvataju sediment;
- 9.- "Bindstone" podvrsta "boundstona" izgrađena od organizama koji vežu sediment (alge) i
- 10.- "Framestone", takođe, podvrsta "boundstona" izgrađen od organizama koji grade skeletnu rešetku stene (koralni).

Folk-ova (1959, 1962) klasifikacija, koja je više laboratorijska, izdvaja tri osnovne grupe karbonata: alohemijske, ortohemijske i biolitite (sprudne), (Sl. 22.). Potrebno je napomenuti da ova klasifikacija obuhvata samo marinske karbonate.

Tab. 8

PRIMARNE KOMPONENTE SU PRI SEDIMENTACIJI MEĐUSOBNO ORGANOGENO VEZANE		PRIMARNE KOMPONENTE SU PRI SEDIMENTACIJI MEĐUSOBNO ORGANOGENO VEZANE		LITIFIKACIJA ORGANIZAMA NA SVOM STANIŠTU ILI VEZIVANJE UZ POSREDSTVO ORGANIZAMA		BOUNDSTONE	
MANJE OD 10% KOMPONENTATA VEĆE OD 2mm	VIŠE OD 10% KOMPONENTATA JE VEĆI OD 2mm	Organizmi koji hvataju sediment (dendroidni organizmi)	Organizmi koji vežu sediment (alge)	Organizmi koji grade skeletnu rešetku stene (na pr. koralni)	Organizmi koji grade skeletnu rešetku stene (na pr. koralni)	BAFFLESTONE	FRAMESTONE
Stene sadrže mikritni mulj	Zrna bez međusobne potpore (zrna plivaju u mulju)	Zrna imaju međusobnu potporu, tj. međusobno se dodiruju	Zrna imaju međusobnu potporu, tj. međusobno se dodiruju	Zrna imaju međusobnu potporu, tj. međusobno se dodiruju	Zrna imaju međusobnu potporu, tj. međusobno se dodiruju	RUDSTONE	FLUATSTONE
MULJEVITA POTPORA	Bez mikrita	Zrna imaju međusobnu potporu (međusobno se dodiruju)	Zrna imaju međusobnu potporu (međusobno se dodiruju)	Zrna imaju međusobnu potporu (međusobno se dodiruju)	Zrna imaju međusobnu potporu (međusobno se dodiruju)	GRAINSTONE	PACKSTONE
Manje od 10% komponentata ima prečnik između 0,03 i 2mm	Stena sadrži više od 10% komponentata prečnika 0,03 - 2mm	MUDSTONE	WACKESTONE	MUDSTONE	WACKESTONE	MUDSTONE	WACKESTONE



Sl. 22 - Folk-ova klasifikacija, 1962.

- Alohemijski krečnjaci su one vrste koje sadrže aloheme, karbonatni materijal nastao hemijskim ili biohemijskim putem unutar basena i koji je u njemu pretrpeo transport.

- Ortohemijski karbonati su one vrste nastale taloženjem unutar basena ili u steni (autigeni karbonati), a za koje je karakteristično da nisu pretrpeli transport ili je on bio minimalan.

- Bioliti su grupa sprudnih krečnjaka izgrađenih od organizama sprudotvoraca očvrslilih na mestu življenja. Obuhvataju bioherme, biostrome i stromatolite (Sl. 23, 24, 25, 26, 27.).

Alohemi odnosno sastojci alohemijskih krečnjaka su : intraklasti, ooidi, fosili i pelet. U zavisnosti od vrste alohema i vrste veziva izvršena je dalja podela.

Intraklasti su karbonatna zrna, čija veličina varira od zrna sitnog peska do valutica šljunka, nastala razaranjem polukonsolidovanih ili nekonsolidovanih karbonata basena. Pored intraklasta izdvajaju se i **ekstraklasti** (litoklasti) - fragmenti nastali erodovanjem starijih očvrslilih krečnjaka. Ukoliko je došlo do erozije mekih karbonatnih muljeva, koji su prilikom transporta deformisani (plastične deformacije) onda se oni izdvajaju pod imenom **plastiklasti** (mud pebbles). **Fosili** su celi ili fragmentirani skeleti i ljuštore organizama transportovani unutar basena. **Ooidi** odnosno **ooliti Folk-a** obuhvataju sva obavijena zrna - ooide, onkoide, vadozne ooide, koji ukoliko su veći od 2 mm dobijaju naziv **pizoidi**. Karakterišu se koncentričnom građom. **Pelet**

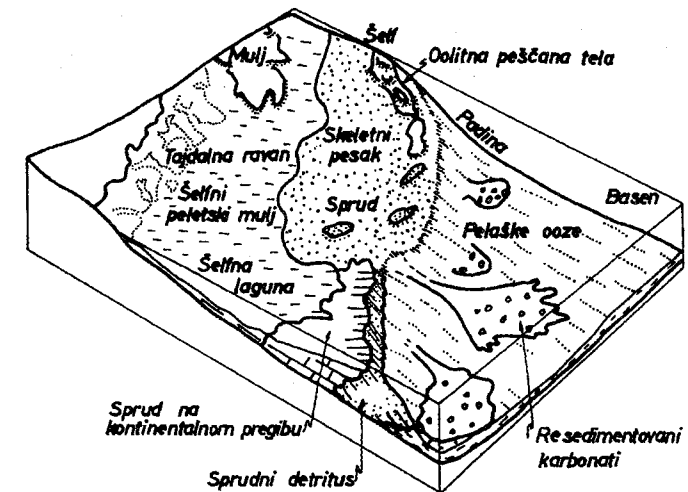
predstavlja okruglaste, elipsoidne ili valjkaste čestice kriptokristalaste građe čija se veličina kreće pretežno od 0.04 do 0.08 mm. Pelet obuhvata fekalni pelet i peloide (čestice nastale drugim putem, kao mikritizacijom ili slepljivanjem karbonatnog mulja sa organskom sluzi).

Na osnovu vrste alohema i veziva (mikrita ili sparita) Folk vrši dalju klasifikaciju, kao na primer biomikritski odnosno biosparitski krečnjak, intramikritski, intrasparitski, intrabiosparitski i slično. Sparitske alohemijske stene sadrže više od 10% alohema i sparitski cement preovlađuje nad mikritskim matriksom. Mikritske alohemijske stene sadrže takođe preko 10% alohema, a vezivo je mikritski matriks koji jasno preovlađuje nad sparitskim cementom.

Ortohemi obuhvataju mikrit, mikrokristalaste kalcitske ooze i sparit odnosno spari - kalcitski cement, koji vezuje različite vrste alohema.

Ako stena sadrži od 1 do 10% alohema, a vezivo je mikritski matriks onda ona odgovara III grupi karbonatnih stena (Sl. 22.). U slučaju da je sadržaj alohema manji od 1% stena dobija naziv mikrit odnosno dismikrit (mikrit sa šupljinama usled životne delatnosti organizama). Ove stene odgovaraju tankoslojevitom "litografskom kamenu".

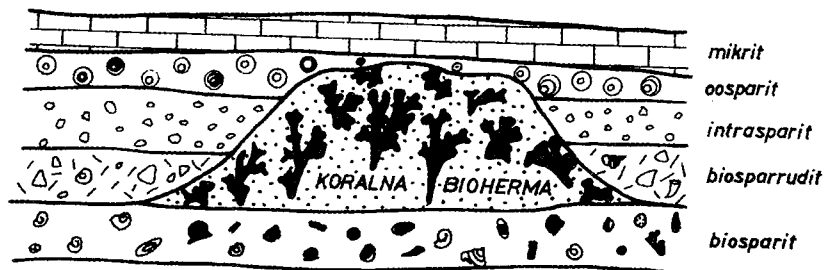
Biolititi su karbonatne stene koje imaju očuvane skeletne rešetke organizama litificirane na mestu življenja. Prema obliku mogu se izdvojiti: biostrome - tela oblika sloja konkordantnog prema podini i povlati i bioherme - sprudna tela sočivastog oblika (Sl. 24, 25.). Sprudna tela često obrazuju marginu karbonatne platforme, (Sl. 23.) ili se, pak, javljaju kao manje skupine, unutar platforme ("patch reef").



Sl. 23 - Sprudna tela na margini šelfa i unutar istog. Dat je i položaj oolitnih i "skeletnih" peskova, karbonatnog mulja kao i resedimentovanih karbonata. Tucker, 1985.

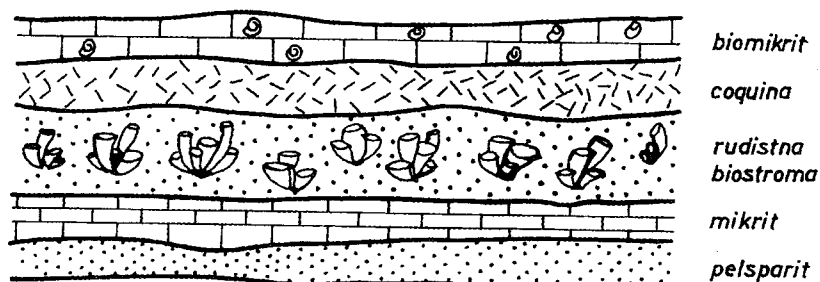
Modrozelenne alge i cijanobakterije, iako nemaju karbonatni skelet, mogu da prouzrokuju sakupljanje većih količina karbonata koji i nakon dijagenetskih procesa mogu da sadrže očuvane biogene teksturne i strukturne oblike kao što su stromatoliti i onkoliti.

Bioherma



Sl. 24 - Bioherma.

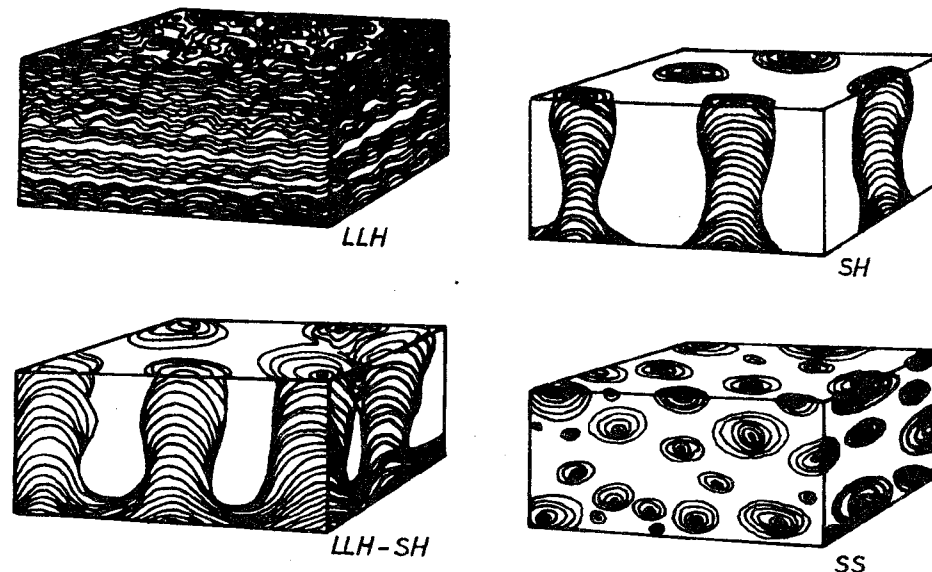
Biostroma



Sl. 25 - Biostroma.

Stromatoliti su laminirane, pretežno talasasto, karbonatne stene koje su nastale hvatanjem i vezivanjem karbonatnog mulja i sitnog taloga na "livade" modrozelenih algi i cijanobakterije. Recentni stromatoliti sadrže organske i neorganske lamine, koje se naizmjenično smenjuju. Dok su organske lamine izgrađene od različitih vrsta modrozelenih algi i cijanobakterija, anorganske su izgrađene od karbonatnog mulja, peleta i fragmenata skeleta odnosno materijala koji je plimatskim strujama donešen do livada algi, koje su ih sa svojim vlakancima i sluzi uhvatile i zalepile. Stromatoliti su česti u oblasti plime i oseke (tajdala), u supralitoralalu (supratajdalu) i gornjem delu litorala (intertajdala). Od modrozelenih algi preovlađuju rodovi *Schyzotrix* i *Scytonema*, u litoralalu (intratajdalu) rod *Rivularia*, a u dubljem delu litorala (intertajdala) rod *Schyzotrix* koji daje "Collenia tip" stromatolita. U sublitoralalu (subtajdalu) najbrojniji su kupasti stromatoliti odnosno SH-stromatoliti. Prema obliku Logan et al. (1964) izdvajaju dva osnovna tipa: 1. LLH-bočno povezane

polukugle sa talasasto povijenim laminama bogatim cementom. Ovaj tip nastaje u intertajdalu i supratajdalu na šta ukazuju pukotine isušivanja, fenestralni sklop i dr. 2. SH-tip predstavlja izdvojene, lepezasto rasporedene stromatolitske skupine (Sl. 26, Sl. 27).



Sl. 26 - LLH-tip stromatolita.

Sl. 27 - SH-tip stromatolita.

Sklop - tekstura i struktura - krečnjaka je dosta raznovrsna. Od teksturnih oblika pored tipičnih hemijskih oblika kao što su konkcije, konus u konusu i stiloliti, javljaju se biogeni teksturni oblici kao i teksturni oblici mehaničkog porekla. Poslednji su najčešći kod alohemijjskih vrsta krečnjaka. Česta je pojava nodularnih krečnjaka, koja se sreće u dubokovodnim karbonatnim serijama, a čiji se nastanak objašnjava različitim teorijama kao što su: diferencijalna submarinska cementacija i resedimentacija usled dejstva gravitacionih tokova, nesedimentacija sa formiranjem pojava "tvrdog dna", submarinska cementacija na mestu u toku rane dijageneze, kasne dijageneze i dr. Pored nabrojanih tekstura konstatovane su i pojave karakteristične samo za karbonatne stene kao što je fenestralna tekstura (tekstura ptičjeg oka) koja je često udružena sa pojavom stromatolita. Pod ovom teksturom podrazumeva se pojava šupljina, primarnih ili singenetskih, koje su veće od pornog prostora među zrnima. One mogu biti neispunjene ili ispunjene sedimentom ili cementom. Njihova orijentacija može biti paralelna sa stratifikacijom, kosom slojevitošću ili može biti potpuno nepravilna. Česte su pojave fenestri, koje su paralelne laminaciji, odnosno karbonatna zrna su izdvojena dugim, horizontalnim fenestrama nepravilnog oblika koje podsećaju na lamine.

U pogledu strukture karbonati takođe pokazuju dosta veliku raznolikost. Alohemijske vrste mogu se izdvojiti i na osnovu veličine zrna, kao što je to bio slučaj sa klastičnim stenama i to na kalkrudite (odgovaraju po veličini šljunkovitim stenama), kalkarenite (peskovitim stenama) i kalcilutite (pelitskim stenama). Rekristalisali krečnjaci izdvajaju se na krupno, srednjo, sitno i finokristalaste vrste prema krupnoći zrna odnosno kristala.

Karakteristična struktura, a i tekstura je ooidna (oolitna) i pizoidna (ako su ooidi veći od 2 mm). Ooidi su okruglasta do elipsoidna karbonatna zrna sa jezgrom i više ovoja, u kojima su kristalici aragonita ili kalcita raspoređeni tangencijalno ili radijalno. Jezgro može da izgrađuje fragment fosila, ceo mikrofossil ili terigeni sastojak. Postoje više teorija koje objašnjavaju nastanak ooida kao što su biološka, hemijska i fizička teorija. Najpovoljniji uslovi za nastanak ooida (na osnovu proučavanja savremenih pojava) su topla (srednja temperatura vode veća od 20°), plitka mora (do 2 m dubine), slabo prezasićena kalcijum hidrokarbonatom bez izrazito povišenog saliniteta. Kao negativan uslov za razvoj ooida izdvaja se prisustvo biljnih i životinjskih organizama koji vodi oduzimaju karbonat. Potrebna je i promena energije vode. Smatra se da ooidi sa radijalnom građom nastaju u vodi slabije energije nego oni sa tangencijalnom građom. Na Sl. 28, prikazana je zavisnost vrste ooida od energije voda, kao i drugih alohema i karbonatnog mulja.

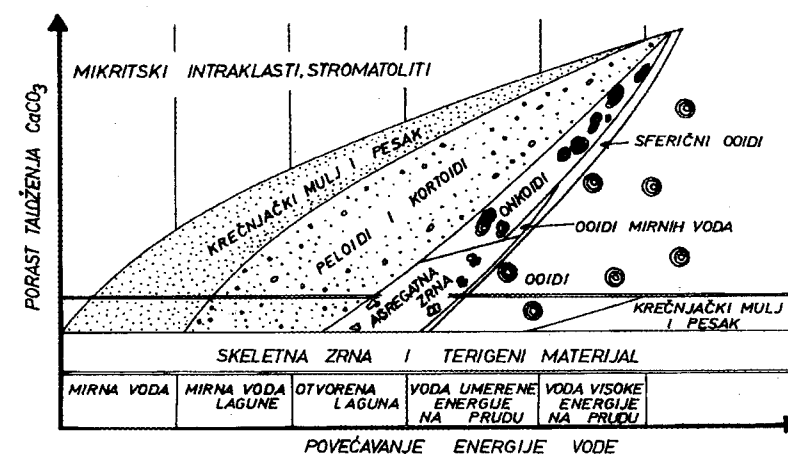
Sastav - minerali koji izgrađuju krečnjake su kalcit, Mg-kalcit i aragonit. Vremenom nestabilni aragonit i Mg-kalcit (visoko-magnezijski kalcit sa 6-25 molarnih % $MgCO_3$) prelaze u stabilan kalcit. U toplim i plitkim morima izlučuje se aragonit, a u nešto dubljim hladnijim vodama kalcit. Neki katjoni sprečavaju izlučivanje kalcita (joni Mg, Cu, Zn, Ni i Mn), a drugi ubrzavaju izlučivanje aragonita (joni Mg, Sr, Ba, Pb). Aragonit se iz morske vode izlučuje, ako se ona odlikuje visokim molarnim odnosom Mg/Ca, višom temperaturom i alkalinitetom i prisustvom Sr, Ba i Pb jona u vodi. Kalcit se izlučuje pri niskom molarnom odnosu Mg/Ca, nešto nižom temperaturom i alkalnošću, prisustvom sulfatnih anjona, natrijum karbonata i organskih jedinjenja.

Mg-kalcit se izlučuje iz morske vode posredstvom organizama koji od njega grade svoje skelete i ljuštore.

U slatkoj vodi kalcit i nisko magnezijski kalcit izlučuju se, ako je molarni odnos Mg/Ca manji od 2, visoko magnezijski kalcit kada je između 2 i 12, a aragonit kada je taj odnos veći od 12.

Kod biolitita i fosilonosnih vrsta krečnjaka važnu ulogu imaju organizmi i njihova sklonost da za izgradnju svojih ljuštura i skeleta uzimaju aragonit, Mg-kalcit ili kalcit. Pojedini organizmi bez obzira na gore navedene uslove, svoje skelete izgrađuju samo od kalcita (sunderi, brahiopode, antropode, bodljokošci i dr.). Od aragonita svoje skelete izgrađuju zelene alge, hidrozoje, veći broj korala i dr. Neki organizmi koriste bilo koji karbonatni mineral (foraminifere, briozoje i dr.).

Pored pomenutih sastojaka, minerala iz grupe karbonata, karbonatne stene mogu da sadrže terigene sastojke kao i malu količinu autigenih minerala. Od terigenih sastojaka najčešće se javlja kvarc, zatim minerali glina, odlomci stena i vulkanoklastični materijal. Prema vrsti terigenih sastojaka nekad krečnjaci dobijaju dopunski naziv, kao na pr. peskoviti, glinoviti i td.

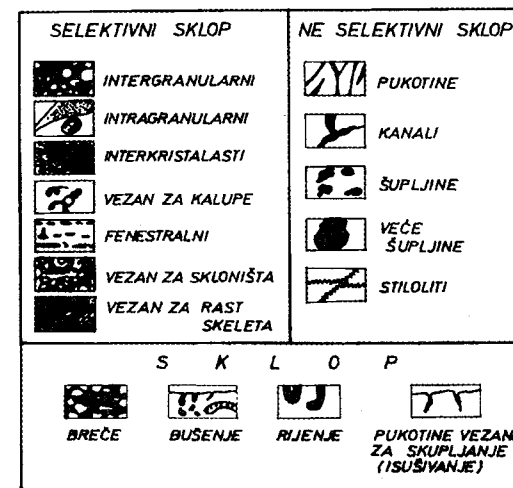


Sl. 28 - Zavisnost ooida, agregatnih zrna i karbonatnog mulja od energije voda.

Kao autigeni minerali u krečnjacima se javljaju, pored kalcita i dolomita, kvarc, kalcedon, opal, albit, pirit, gips, anhidrit, siderit, ankerit i dr.

Poroznost - fizička karakteristika stena koja ukazuje na ukupnu zapreminu pora (šupljina) u steni, različitih po obliku, postanku i veličini. Klastične i karbonatne stene mogu imati različite oblike poroznosti. One sa izraženom poroznošću imaju veliku ekonomsku važnost. Porozne karbonatne stene, krečnjaci i dolomiti, predstavljaju oko jedne polovine svetskih rezervoara za naftu i gas.

Poroznost može biti primarna i sekundarna. Primarna je stvorena kada i sama stena, a sekundarna za vreme dijagenoze. Geološka klasifikacija pora u karbonatnim stenama prikazana je na Sl. 29.

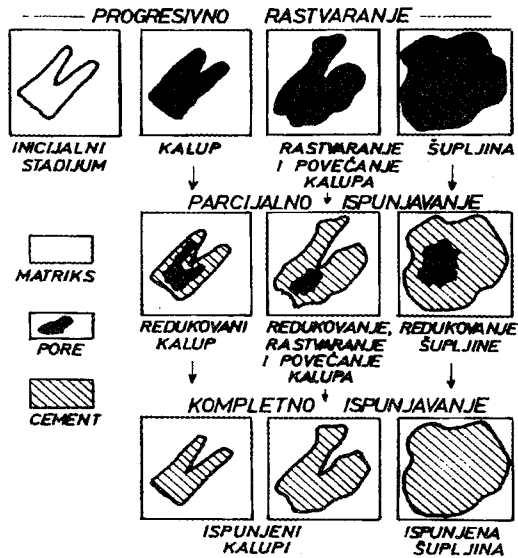


Sl. 29 - Geološka klasifikacija pora u karbonatnim stenama. Choquette & Pray, 1970.

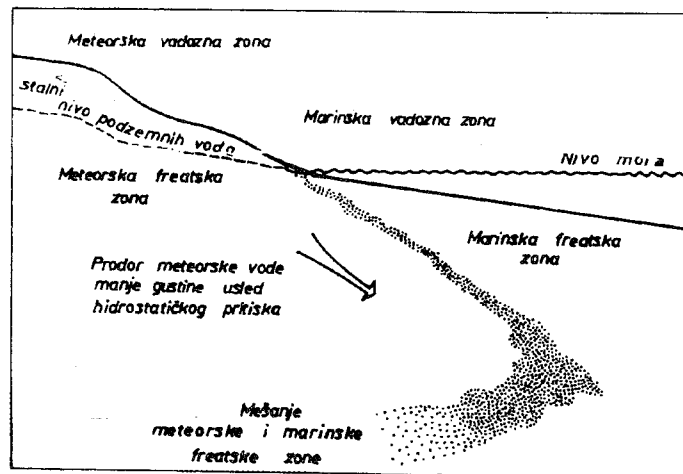
Pore mogu imati kompleksnu istoriju (Sl. 30.). Skelet ili njegovi delovi mogu biti uklonjeni rastvaranjem, ostavljajući samo kalupe, koji mogu biti kasnije ispunjeni ili pak daljim rastvaranjem dati nepravilne šupljine.

Dijageneza - dijagenetski procesi - su fizički i hemijski procesi kojima se nevezani sediment prevodi u vezanu sedimentnu stenu bez ili sa promenom sastava. Za karbonatne stene su najznačajniji hemijski dijagenetski procesi koji mogu biti izohemijski, bez promene sastava ili pak alohemijski, sa promenom hemijskog sastava, koji se vrši uz

posredstvo rastvora i difuzije. Izoheмиjski procesi u krečnjacima su cementacija, mikritizacija, transformacija aragonita u kalcit i rekristalizacija. Alohemijski obuhvataju dolomitizaciju, silifikaciju i anhidritizaciju.



Sl. 30 - Kompleksna istorija jedne vrste šupljina. Početni materijal je deo krinoida koji, kao i matriks oko njega, može biti rastvaran različito. Ispunjavanje cementom može da se vrši posle svakog stadijuma rastvaranja. Choquette & Pray, 1970.



Sl. 31 - Dijagenetske zone. Tucker, 1988.

Fizički proces kompaktacija, zbijanje, ima mnogo manji značaj od hemijskog procesa u karbonatnim stenama za razliku od klastičnih stena, gde igra važnu ulogu.

Dijageneza može da se vrši u ranom ili kasnom stadijumu. Ranodijagenetski procesi vrše se u tek istaloženom karbonatnom talogu dok se kasnodijagenetski procesi obavljaju u već očvrslj steni.

Dijagenetski procesi mogu se obavljati u submarinskim uslovima i u uslovima meteoritskih voda. U submarinskim uslovima procesi mogu da se vrše u plitkim ili dubljim vodama mora. Ako se vrše u uslovima meteoritskih voda onda se obavljaju u vadoznoj ili freatskoj zoni. Pod vadoznom zonom podrazumevamo zonu iznad nivoa (table) podzemnih

voda, tako da pore nisu stalno ispunjene vodom, već samo pod uticajem padavina ili zaostalih voda. Freatska zona je zona ispod nivoa podzemnih voda. Dijageneza se može obavljati i u mešanoj zoni odnosno zoni pod uticajem morske i slatke vode, (Sl. 31.).

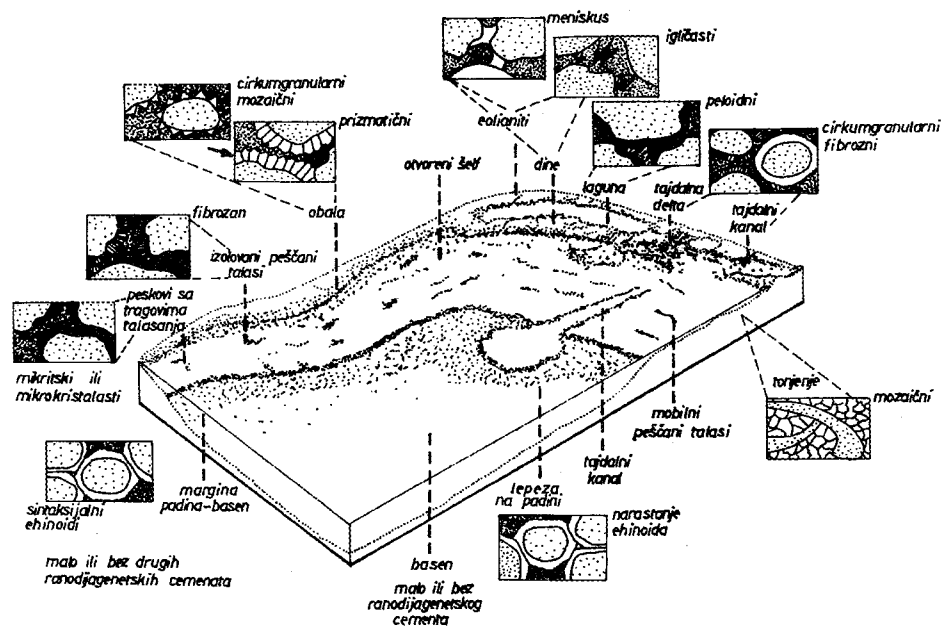
Procesi koji dovode do različitog dijagenetskog sklopa prikazani su na Sl. 32.

PROCESI	DIJAGENETSKI SKLOP	SKLOP
CEMENTACIJA	GRANULARNI CEMENT	
	DRUŽNI MOZAIČNI	
ŠUPLJINA	DRUŽNI FIBROZNI KALCIT	
	SINTAKSIALNI CEMENT	
	KRUPNO MOZAIČNI	
RAST ZRNA	SINTAKSIALNA ZAMENA	
	ZAMENA FIBROZNOG KALCITA	
	GRANULARNI MOZAIČNI	
SMANJENJE ZRNA	GRANULARNI MOZAIČNI	
	GRANULARNI MOZAIČNI	

Sl. 32 - Proces i dijagenetski sklop krečnjaka. Orme & Brown, 1963.

Transformacija aragonita i Mg-kalcita u kalcit - nestabilnih sastojaka u stabilni kalcit. Njihova transformacija se vrši pod uticajem rastvora sa niskim odnosom Mg/Ca tj. slatkih voda. Aragonit i Mg-kalcit su stabilniji u marinskim vodama, gde je odnos Mg/Ca uvek veći od 5, ali i pored toga vremenom prelaze u stabilniji kalcit. Mogu ostati sačuvani samo ako su prekriveni nepropustljivim glinama, bitumenom ili asfaltom. a ako se u porama sačuvala morska voda. Prelazak aragonita u kalcit može se vršiti rastvaranjem aragonita pod uticajem meteoritskih voda i to još u neočvrslom talogu, ili pak postupno, deo po deo aragonita se pretvara u kalcit. Tada kristali kalcita imaju očuvanu formu i orijentaciju kristala aragonita. Prelazak Mg-kalcita u kalcit vrši se kada joni Mg iz rešetke prelaze u porni rastvor i krećući se kroz krečnjački talog ili očvrslu stenu vrše dolomitizaciju.

Cementacija - izohemijski proces koji se ogleda u izlučivanju kalcijum karbonatnih minerala (kalcita, aragonita i Mg-kalcita) u porama karbonatnog taloga koji se prevodi u čvrstu stenu. Cementacija može da se vrši u vreme rane ili kasne dijageneze u submarinskoj ili meteoritskoj zoni. Na Sl. 33., prikazane su različite vrste cementa i njihova zavisnost od sredine taloženja i sredine u kojoj se vrši dijageneza.



Sl. 33 - Zavisnost vrste cementa od sredine taloženja. Tucker, 1988.

Mikritizacija - je proces potiskivanja primarne građe i strukture krečnjaka mikritom, koji se vrši u toku ranedijagenoze. Alohemijski gube svoju građu ili se oko njih stvaraju mikritski omotači, ovoji, koji su pretežno izgrađeni od Mg-kalcita sa primesama organske materije, koja i sprečava njihovo rastvaranje. Pri mikritizaciji važnu ulogu imaju alge koje buše substrat. Ovaj proces vrši se pre cementacije i to u zaštićenim marinskim plićacima, lagunama, izasprudnim sredinama i u intertajdalu, gde je energija vode mala. Mikritizacija se vrši od periferije zrna ka centru. Nekad je toliko jaka da ljušturice bentonskih foraminifera prelaze u peloide (Tišljar, 1979).

Rekristalizacija - je proces pri kome se vrši povećanje veličine zrna kalcita, dolomita, bez promene hemijskog sastava. Taj proces se uvek kod karbonatnih stena, vrši uz posredstvo vode, bilo da se vrši u poluočvrstom talogu ili potpuno očvrslom. Ovim procesom mikrit prelazi u mikrosparit i sparit i tada se često na kontaktima zrna javljaju nečistoće prisutne u mikritu.

Silifikacija - je alohemijski proces u kome se rastvorom sa silicijskom kiselinom vrši potiskivanje karbonata opalom, kalcedonom ili niskotemperaturnim kvarcom. Može biti ranodijagenetski proces, kada ostaje sačuvana primarna građa alohema ili pak kasnodijagenetski kada je ista uništena procesom silifikacije. Poreklo silicije može se vezati za rastvaranje skeleta radiolarija, dijatomeja i spikula sundera ili vulkanskog pepela. U zaštićenim marinskim plićacima, gde je voda slabo alkalna, silicijski skeleti ili vulkanski pepeo se lako rastvaraju obrazujući silicijsku kiselinu, slabo pokretnu, koja izaziva potiskivanje karbonata.

Anhidritizacija - takođe je alohemijski proces kojim se u toku rane ili kasne dijagenoze karbonat potiskuje anhidritom i tada anhidrit ispunjava pore, šupljine i pukotine u krečnjacima i dolomitima. Kod ranodijagenetske anhidritizacije u oblasti supratajdala, sabki, dolazi prvo do dolomitizacije i onda do potiskivanja ranodijagenetskog dolomita anhidritom sa formiranjem nodularnog anhidrita. Kasnodijagenetska anhidritizacija već očvrslilih karbonata je često selektivna, pr. rudistne ljušture nisu anhidritizovane, a matriks jeste. Pri ovoj anhidritizaciji dolazi do ispunjavanja pora i šupljina karbonatnih stena sa anhidritom. Sulfati su uglavnom poreklom iz slanih barica zaostalih u supratajdu i jake evaporizacije.

Dolomitizacija - je proces potiskivanja aragonita, kalcita i Mg-kalcita dolomitom. Kao veoma važan proces koji dovodi do formiranja stena dolomita biće prikazan uz dolomite. Takođe i obrnut proces dedolomitizacija, potiskivanje dolomita kalcitom, biće prikazan skupa sa dolomitima.

Vrste krečnjaka - vezanih za marinske basene, prikazane su uz klacifikacije Folk-a i Dunham-a. Potrebno je pomenuti još neke vrste koje nisu bile prikazane kao: kokine (lumakele) vrste krečnjaka izgrađenih od loše sortiranih celih ili fragmentiranih i transportovanih ljuštura školjaka i gasteropoda. Kokinit je krečnjak izgrađen od dobro sortiranih i relativno dobro zaobljenog detritusa školjaka i/ili gasteropoda.

Krečnjaci kontinentalnih sredina (slatkovodni, vezani za slana jezera kao i za kore raspadanja) mogu se izdvojiti u nekoliko glavnih grupa:

Travertini, tufa (sinter) su slatkovodni krečnjaci. Travertini su čvrste stene, trakaste građe nastali istaložavanjem kalcijum karbonata iz toplih ili hladnih izvora kao i na vodopadima reka i jezera. Tufa (sedra, sinter) je jako porozna krečnjačka stena nastala izlučivanjem kalcita po vlaknima mahovine, modrozelenih algi i vodenog bilja.

Krečnjaci sa algalnim i drugim fosilnim ostacima - vezani za jezerske basene sa slatkom vodom.

Krečnjaci najčešće dolomitizirani, u manjoj ili većoj meri, često laminirani nastali u slanim ili stratifikovanim jezerima.

Karbonatne kore - kalkrit (kaliće) - nastale su kao kore raspadanja u aridnim i semiaridnim oblastima cementacijom ili promenom zemljišta ili stena sastavljenih od kalcijum karbonata. Ove kore su važne kao indikatori paleoklimatskih uslova. Često su to stene laminirane, brečizirane ili pokazuju onkoidno-grudvastu građu ili se nalaze kao ispuna u šupljinama stena. Uz kalcit sadrže okside gvožđa, nekad autigeni kvarc, opal kao i gips i soli, pa tada nose i različite nazive.

Speleotemi su krečnjačke stene nastale u pećinama pri kapanju vode zasićene sa Ca-hidrokarbonatom (stalaktiti i stalagmiti).

2.3.2. Dolomiti

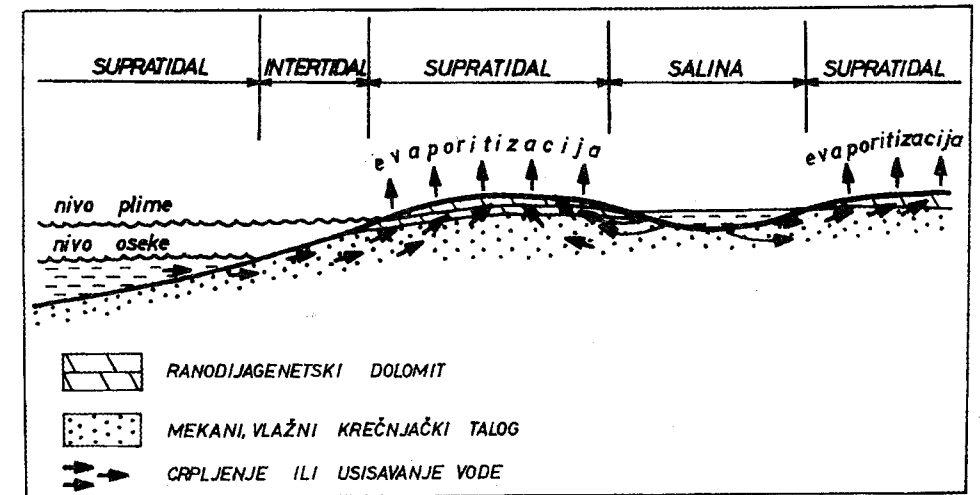
Dolomiti su karbonatne stene izgrađene od minerala dolomita (Sl. 18.), dvosola Ca-karbonata i Mg-karbonata čija se rešetka sastoji iz pravilne izmene slojeva CaCO_3 i MgCO_3 . Stehiometrijski se čisti dolomiti označavaju kao $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{50}(\text{CO}_3)_2$ dolomiti, što se u prirodi retko sreće. Obično sadrže višak Ca u rešetki, takvi dolomiti se nazivaju "protodolomiti" (na pr. $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{45}(\text{CO}_3)_2$ dolomiti). Pošto do pre jedne decenije nisu konstatovani primarno istaloženi dolomiti njihov postanak se vezivao za procese dijagenetske izmene krečnjaka i to rane ili kasne dijageneze. Sam proces se vrši donošenjem Mg^{2+} u rastvoru a odnošenjem Ca^{2+} odnosno $2\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} = \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$. Danas su poznati primarni, singenetski dolomiti, specijalno u jezerskim sredinama.

2.3.2.1. Dolomitizacija

Dolomitizacija je dijagenetski proces potiskivanja kalcijevih karbonata (aragonita, kalcita, Mg-kalcita) dolomitom. Kao što je naglašeno dolomitizacija može da se vrši u rano ili kasnodijagenetskom stadijumu, odnosno kada se obavlja u neočvrslom talogu ili pak u očvrslj steni.

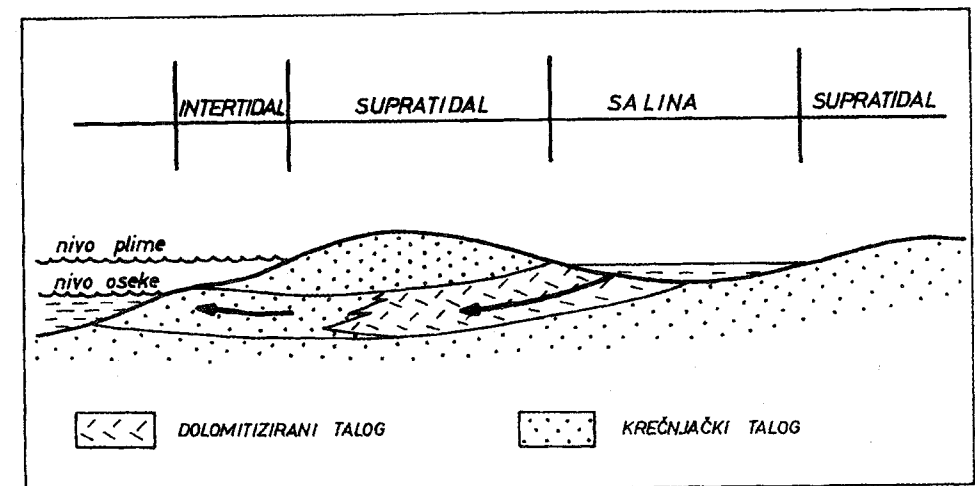
R a n o d i j a g e n e t s k a dolomitizacija - se vrši pod uticajem morske vode koja usled evaporizacije ima povišen sadržaj Mg-jona. To se dešava u supratajdalima, zasoljenim zaostalim baricama, lagunama ili zalivima, najčešće kada su postignuti uslovi "sabke" (ekstremno visoka evaporizacija, povišena srednja godišnja temperatura, viša od 30° , povišeni molarni odnos Mg/Ca, veći od 15, odnosno od 15 do 30). Ovo ukazuje da na morskom dnu kada je normalan salinitet morske vode ili je malo povišen, nema ranodijagenetske dolomitizacije.

Mehanizmi kojima se odvija ranodijagenetska dolomitizacija mogu biti različiti. Jedan od njih je, kao što su to prikazali Friedman & Sanders (1967), kapilarna koncentracija. U supratajdalima dolomit nastaje prvo na površini, pošto je tu najjače isparavanje, zatim u dubljim delovima, sve dok ne ispari sva morska voda iz pora taloga. Drugi mehanizam je "evaporitsko crpljenje" (Hsu & Siegenthaler, 1969), (Sl. 34.), kada posle isparavanja morske vode iz taloga koji se nalazi u supratajdalima, dolazi do usisavanja vode iz slanah barica (salina) ili laguna. Mehanizam "povratnog strujanja" (Adams & Rhodes, 1960) nastaje kada zbog razlike u koncentraciji vode lagune ili slane barice i morske vode dolazi do strujanja kroz neočvrslu talog (Sl. 35.).



Sl. 34 - Proces "evaporitskog crpljenja". Hsu & Siegenthaler, 1969.

Do ranodijagenetske dolomitizacije može doći i jakim evaporizacijom vode zatvorenih, izolovanih laguna, zaliva ili slanah jezera, kada dolazi do izlučivanja gipsa i povišenja molarnog odnosa Mg/Ca.



Sl. 35 - Ranodijagenetska dolomitizacija mehanizmom "povratnog strujanja". Adams & Rhodes, 1960.

Ranodijagenetski dolomiti imaju sačuvanu strukturu krečnjačkog taloga, često pokazuju stromatolitsku laminaciju i teksturu "ptičje oko" odnosno fenestralnu teksturu, a granice prema podini i povlati su nepravilne i oštre. Obično su udruženi sa nodularnim anhidritom.

Kasnodijagenetska dolomitizacija - vrši se u očvrslj steni uz prisustvo porne vode sa relativno slabom koncentracijom Mg-jona ali zato u dugom vremenskom periodu. Magnezijum se dobija difuzijom iz drugih horizonata ili snažnom cirkulacijom pornih rastvora. Ovom vrstom dolomitizacije uništava se primarni sklop krečnjačke stene. Granice prema krečnjacima nisu oštre, primećuje se lateralni i vertikalni postepen prelaz krečnjaka u ove dolomite.

Kasnodijagenetski dolomiti mogu biti krupnokristalaste ili pak mikrokristalaste strukture. Kristalna rešetka im je slabo uređena i zato često odgovaraju "protodolomitima".

Dedolomitizacija - je obrnuti proces dolomitizaciji, označava selektivno rastvaranje dolomita u dolomitičnim krečnjacima kao i potiskivanje dolomita kalcitom. Tom prilikom zadržava se kristalni oblik dolomita, a cela unutrašnjost je pretvorena u kalcit. Protodolomiti lakše i brže podležu procesu dedolomitizacije. Proces se pretežno odvija u površinskim ili subpovršinskim uslovima, kada kroz dolomit cirkulišu meteoritske vode, mada pojedini autori smatraju da se može vršiti i u dijagenezi tonjenja. Stena koja je nastala potpunom dedolomitizacijom dolomita naziva se dedolomit.

2.4. SILICIJSKE STENE

Silicijski sedimenti su izgrađeni od autigenih minerala silicije, opala (biogenog, opal-A; opal-CT, neuređene rešetke tridimit-kristobalit), kalcedona i kvarca. Iako pojedine klastične stene kao kvarcareniti sadrže preko 95% silicije, one se po svom postanku jasno izdvajaju i ne ulaze u ovu grupu stena.

Silicijske stene mogu se po svom poreklu podeliti na dve grupe, biogene i stene drugog porekla. Dalja podela izvršena je u zavisnosti od stepena vezivanja (očvršćavanja) i poroznosti.

Organizmi čiji su skeleti izgrađeni od opalske silicije su dijatomeje, radiolarije, spikule sundera i silikoflagelati (planktonske protozoe). U zavisnosti koji organizmi učestvuju u izgradnji silicijske stene izdvajaju se:

- **Dijatomejska zemlja** (Kieselgur) - izgrađena od skeleta algi dijatomeja, slabo je vezana, izraženog poroziteta. Nekad sadrži i skelete radiolarija, spikula sundera kao i minerale glina, okside i hidrokside gvožđa, ugljevitu materiju i detritična zrna. Bele je boje ali boja varira u zavisnosti od primesa. Zbog svojih fizičkih karakteristika, poroznosti, higroskopnosti, slabe provodljivosti toplote, zvuka i elektriciteta predstavlja ekonomski važnu sirovinu. Nemački autori izdvajaju dijatomejsku zemlju od diatomita, koja je po njima očvrsla stena sa ili bez poroziteta, dok američki autori izjednačavaju ova dva termina.

- **Radiolarijska zemlja i radiolarit** (prema nemačkim autorima) izdvajaju se po vezanosti i poroznosti. Dok je prva slabo vezana, dosta porozna stena druga je jako vezana, čvrsta stena sa malo ili bez poroziteta. Prema američkim autorima izdvaja se slabo i čvrsto vezan radiolarit. Pod terminom radiolariti američki i drugi au-

tori podrazumevaju seriju sa ritmičnom izmenom rožnaca i silicioznih glinaca, karakterističnih specijalno za jursku periodu. Ove stene izgrađene su od skeleta radiolarija. Kao primese mogu da sadrže okside i hidrokside gvožđa, organsku materiju, hlorit, karbonate i dr. Boje su pretežno mrko crvene ali boja može da varira u zavisnosti od primesa, od crne do zelene. Radiolarije su izgrađene od sferolitnog kalcedona, ali u nekim slučajevima pod uticajem dijagenetskih promena (rekristalizacije) ili tektonike su deformisane i slabo vidljive. Među radiolarijama javljaju se kalcedonski agregati sa primesama gvoždevite ili organske materije.

- **Spikulit** je izgrađen od spikula spongija i opalnog cementa. Može da sadrži karbonatne, glinovite i druge primese.

Drugu grupu silicijskih stena čine stene drugog porekla, ali i biogenog. Među njima se izdvajaju:

- **Rožnaci** su čvrste silicijske stene, školjkastog, oštrog preloma, čija boja varira usled prisustva različitih primesa. Najčešće su mrko crvene boje, ali mogu biti i jasno zelene boje (usled prisustva seladonita). Izgrađeni su od kriptokristalastog kvarca, tako da im se teško mogu uočiti skeleti radiolarija ili drugih silicijskih organizama. Mogu se javljati kao konkrecije u karbonatnim stenama, zatim u obliku izolovanih slojeva, kada potiskuju karbonatne minerale (silifikacija), ili pak u serijama, paketima kada se ritmično smenjuju sa silicioznim glincima. Postoje nekoliko varijeteta rožnaca kao: flint - kriptokristalasti varijetet, nodularnog pojavljivanja; novakulit - beli kriptokristalasti varijetet, bankovit; porcelanit - nečisti varijetet, izgrađen od opala, koji sadrži glinu i karbonate; tripoli - beličasti porozni varijetet, izgrađen od sitnokristalastog kvarca, nastao silifikacijom karbonata. Rožnaci se javljaju među karbonatnim stenama, a i stalni su članovi vulkanogeno-sedimentnih formacija.

Poreklo silicije za obrazovanje rožnaca je najvećim delom biogeno, a lokalno, vezano je za dugotrajnu obradu vulkanskog detritusa.

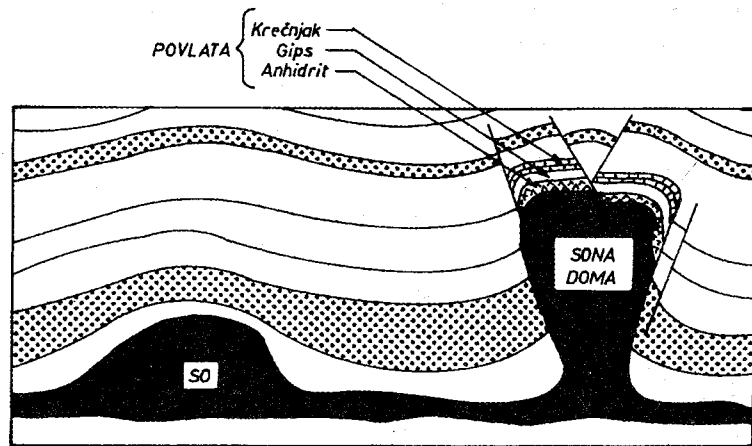
Javljaju se kako u plitkovodno-marinskim tako i u dubokovodnim sredinama. Dijatomiti se sreću među marinskim i jezerskim naslagama.

2.5. GVOŽDEVITE STENE

Gvoždevite sedimentne stene izgrađene su od minerala gvožđa i često predstavljaju sedimentne rude gvožđa. Poznate su trakaste silicijsko-gvoždevite rude prekambrijske starosti (džespiliti), zatim oolitne rude gvožđa devonske starosti itd.

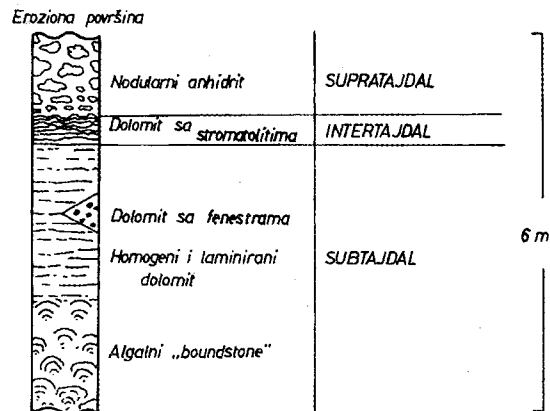
Najveći deo gvoždevitih stena predstavlja nekadašnje hemijske sedimente stvarane u plitkovodnim marinskim basenima, lagunama, sa ograničenom cirkulacijom voda i određenim fiziko-hemijskim uslovima (Sl. 36.).

U sastav gvoždevitih stena ulaze oksidi, hidroksemi, karbonati, sulfidi i silikati gvožđa, odnosano hematit, magnetit, getit, siderit, ankerit, šamozit i dr., gvoždeviti hloriti kao i retki sulfidi - pirit i markasit. Često su kompleksnog sastava i sadrže više



Sl. 38 - Shematski presek koji pokazuje morfologiju sonih deformacionih struktura. Sona doma (diapir), koja nekad iznosi samo nekoliko kilometara u prečniku, može probijati sedimentni prekrivač debljine nekoliko stotina do hiljadu kilometara.

U evaporite ulaze anhidrit, gips, polihalit, epsomit, halit, silvin, karnalit i bišofit, koji su praćeni pojavama krečnjaka i dolomita. Ako bi se posmatrao red formiranja karbonata i evaporita dobila bi se sledeća slika: u uslovima normalne morske vode - krečnjak, u supratajdalu - ranodijagenetski dolomit, anhidrit i ukoliko se salinitet povišava - halit i na kraju kalijске soli.



Sl. 39 - Regresivan sabka ciklus. Wood & Wolf, 1969.

Evaporite karakteriše izrazita plastičnost, koja se specijalno primećuje kod naslaga soli, koje se javljaju kao dome, diskretni "pilo" jastučasti oblici i zidovi (Sl. 38.).

O pojavama anhidrita koji se u supratajdalu javlja u vidu nodula sa ranodijagenetskim dolomitom, već je bilo govora a takođe i o anhidritizaciji karbonatnih naslaga. Primer regresivnog sabka (karbonatno-anhidritskog) ciklusa u Arab-Darb formaciji, Trucial obale prikazan je na Sl. 39.

2.8. LITERATURA

- Adams, J. E. & Rhodes, M. L. 1960: Dolomitization by Seepage Refluction. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 44, 1912-1920.
- Blatt, H. 1970: Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentological modell; Bull. Geol. Soc. Amer., 81, 255-262.
- Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. 1980: Origin of sedimentary rocks. Prentice - Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 782p.
- Borchert, H. 1960: Genesis of marine sedimentary iron ore. Trans. Inst. Min. Metall., 640, 79, 261-279.
- Bourcart, J. 1941: Essai dune classification raisonnee des materriax meubles. Bull. Soc. Geol. Franc., 5, II, 1, 117-153.
- Bušinskij, G. I. 1964: Shallow-water origin of phosphorite evaporites. In: Deltaic and Shallow Marine Sediments, ed. Van Straten, Elsevier, Amsterdam, 62-70.
- Choquette, P. W. & Pray, L. C. 1970: Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 54, 207-250.
- Clarke, F. W. 1924: The data of geochemistry. Bull. U. S. Geol. Surv., 770, 841p.
- Conybeare, C. E. B. 1967: Influence of compaction on stratigraphic analysis. Bull. Canad. Petrol. Geol., 15, 331-345.
- Cummins, W. A. 1962: The graywacke problem. Liverpool and Manchester Geol. Jour., 3, 51-72.
- Dickinson, W. R. 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Provenance of Arenites. Dordrecht, Holland. ed. Zuffa, G. G., 331-361, Reidel.
- Dott, R. H. Jr. 1964: Wacke, graywacke-what approach to immature sandstone classification. Jour. Sed. Petr., 34, 625-632.
- Dunham, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks, Ed. Ham, W. E., Tulsa, Okla., Am. Ass., Petrol., Geol., 108-121.
- Embry, A. F. & Klovan, E. J. 1972: Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. Geol. Rdsch., 61/2.
- Fisher, R. V. 1961: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 72, 1409-1414.
- Folk, L. R. 1954: The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. Jour. Geol., 62, 344-359.

- Folk, L. R. 1959: Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 43, 1-38.
- Folk, L. R. 1962: Spectral subdivision of limestones types. In: *Classification of carbonate rocks*. Ed. Ham, W. E., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 62-84.
- Folk, L. R. 1968: Bimodal supermature sandstones. Product of the desert floor. 12th Intern. Geol. Cong. Prag, 8, 9-32.
- Folk, L. R. 1974: The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Jour. Sed. Petrol.*, 44\1, 40-53.
- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1967: Origin and occurrences of dolostones. In: *Carbonate rocks*. Ed. Chilingar, Bissel & Faibridge; Develpm. in *Sedimentology*, 9A, Elsevier, Amsterdam, 267-348. Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology*; John Wiley & Sons, New York, 792p.
- Grabau, A. W. 1904: On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.*, 33, 228-247.
- Grubić, A. & Obradović, J. 1975: *Sedimentologija*. Građ. knjiga, Beograd, 331p.
- Harker, A. 1923: *Petrology for students*. 6th ed., Univ. Press, Cambridge, 302p.
- Holmes, A. 1913: *The age of the earth*. Harper & Row, London, 195p.
- Horn, M. K. & Adams, J. A. S. 1966: Computer-derived geochemical balances and element abundances. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30, 279-290.
- Hsu, K. J. & Siegenthaler, Ch. 1969: Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on dolomite problem. *Sedimentology*, 12, 11-25.
- Krynine, P. D. 1945: Sediments and the search for oil. *Producers monthly*, 9, 12-22.
- Kuenen, Ph. H. 1941: Geochemical calculation concerning the total mass of sediments in the earth. *Amer. Jour. Sci.*, 239, 161-190.
- Leith, C. K. & Mead, W. J. 1915: *Metamorphic geology*. Holt, Rinehart & Winston, New York, 337p.
- Leighton, M. W. & Pendexter, C. 1962: Carbonate rock type. In: *Classification of sedimentary rocks*, Ed. Ham, W.E., Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, 33-61.
- Levinson-Lessing, F. E. 1934: *Petrografija*. 3-e izd. ONTI.
- Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, 72, 68-83.
- Milner, H. B. 1940: *Sedimentary petrography*. 3rd ed. Murphy, London, 514p.
- Nauman, N. C. 1858: *Lehrbuch der Geognosie*. I band, Verlag, Leipzig, 900p.

- Orme, G. R. & Brown, W. W. 1963: Diagenetic fabrics in the Avonian limestone of Derbyshire and North Wales. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 34, 51-66.
- Pettijohn, F. J. 1949: *Sedimentary rocks*; Harper & Brothers, New York, 526p.
- Pettijohn, F. J. 1957: *Sedimentary rocks*. 2nd ed., Harper & Row, New York, 718p.
- Pettijohn, F. J. 1975: *Sedimentary rocks*. 3rd ed., Harper & Row, New York, 628p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1972: *Sand and sandstone*. Springer - Verlag, New York, 618p.
- Protić, M. 1984: *Petrologija sedimentnih stena*. Univerzitet u Beogradu, RGF, Beograd, 202 str.
- Ronov, A. B. 1964: Common tendencies in the chemical evolution of the earth's crust, ocean, and atmosphere. *Geokhimiya*, 8, 715-743.
- Rosenbusch, H. 1910: *Elemente der gesteinslehre*. 3. Aufl., Stuttgart, 692p.
- Ruhin, L. B. 1953: *Osnovy litologii*. Gosud. nauč. tehn. izd. Leningrad, 671p.
- Ruhin, L. B. 1958: *Klasifikacija osadočnyh porod*. U: *Spravočnoe rukovodstvo po petrografii osadočnyh porod*, 1, 12-17, Gostoptehizdat, Leningrad.
- Selley, R. C. 1976: *An introduction to Sedimentology*; Academic Press, London, 408p.
- Shrock, R. R. 1948: Classification of sedimentary rocks. *Jour. Geol.*, 56, 118-129.
- Švecov, M. S. 1948: *Petrografija osadočnyh porod*. Geosgeoltehzdat, Moskva, 416p.
- Tišljar, J. 1979: *Ranodijagenetske promene pojedinih sastojaka gornjekrednih vapnenaca iz različitih delova Vanjskih Dinarida*. *Geol. vjesnik*, 32, 255-263.
- Tišljar, J. 1987: *Petrologija sedimentnih stijena*. RGN fakultet, Zagreb, 242p.
- Tucker, M. E. 1988: *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sci. Pub. London, 393p.
- Tucker, M. E. & Wright, P. V. 1990: *Carbonate sedimentology*. Blackwell Sci. Pub., London, 482p.
- Twenhofel, W. H. 1950: *Principles of sedimentation*; McGraw - Hill Book Com., New York, 673p.
- Weinschenk, E. 1905: *Grundzuge der Gesteinskunde*. II, Freiburg, 331p.
- Wentworth, C. K. & Williams, H. 1932: The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *U.S. Nat. Resear. Council, Bull.*, 89, 19-53.
- Willman, H. B. 1942: *Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa and Streater Quadrangles*. *Bull. Illin. Geol. Sur.*, 66, 344.
- Wood, G. V. & Wolf, M. J. 1969: *Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation off the Trucial Coast of Arabia*. *Sedimentology*, 12, 165-191.

3. TERENSKA ISPITIVANJA

Sedimentološka ispitivanja vrše se na terenu i u laboratorijama. Terenskim ispitivanjima, koja čine osnovu svim sedimentološkim ispitivanjima, upoznaju se karakteristike stena, sekvenci i serija. Osim toga, na terenu se utvrđuju uslovi i sredina sedimentacije, što se kasnije upotpunjuje laboratorijskim ispitivanjem.

Terenska ispitivanja vrše se posle pripreme koja se sastoji od upoznavanja geografskog položaja ispitivanog terena, pregleda ranije objavljenih radova, upoznavanja sa geološkom građom terena i organizacije rada na terenu i u laboratorijama u kojima će se vršiti obrada uzoraka uzetih sa terena.

3.1. PRIPREMA I REKOGNOSCIRANJE TERENA

Rad na terenu treba da se odvija po određenom redosledu koji, posle izvršenih priprema, započinje rekognosciranjem terena i odabiranjem topografski i geološki najpogodnijih profila na kojima se može pristupiti snimanju lokalnih, detaljnih i preglednih stubova.

Pripreme za rad na terenu kao i snimanje stubova je vrlo kompleksno i od njih zavisi nivo podataka dobijenih ispitivanjem na terenu. Pored kabinetske pripreme, koja se sastoji u upoznavanju sa geološkom građom ispitivanog terena na osnovu ranije objavljenih radova, vrlo važan deo pripreme se odnosi na prikupljanje i odabiranje potrebnog alata za rad na terenu. Pored obaveznog geološkog kompasa i čekića potrebno je pripremiti: metar na rasklapanje, razmernik, lenjir, kedu, fotografski aparat, po mogućnosti magnetofon, terenski dnevnik, formulare za ispisivanje podataka, etalone za određivanje boje sedimenata i veličine zrna, pribor za pisanje (olovke, flomastere, markere, bojice), lopatu ili ašov (kada se radi sa rastresitim sedimentima tercijara i kvartara), alpinističku opremu (ako se snimaju strmi i nepristupačni tereni), kao i ambalažu za prikupljanje uzoraka stena (različite vrste kesa).

Rekognosciranje terena predstavlja upoznavanje terena na kome će se vršiti ispitivanja i snimanja stubova. Pri tome veliku pomoć pruža geološka karta i aerogeološki snimci. Cilj rekognosciranja je odabiranje najpogodnijih profila na kojima će se snimati stub. Na izbor izdanka utiče otkrivenost terena, stratigrafski nivo otkrivenog dela kao i međusobna udaljenost samih izdanaka.

Izbor izdanaka zavisi od cilja rada, da li snimanje obuhvata određenu tektonsku jedinicu, faciju ili formaciju. U prvom slučaju treba snimiti što veći broj profila, koji se smenjuju po starosti, a koji započinju ili se završavaju repnim slojevima. Njihovim povezivanjem dobija se stub ispitivane oblasti, odnosno određene jedinice

u određenim vremenskim intervalima. U drugom sličaju, kada se snima određena serija najbolje je izabrati profil na kome se vidi i podina i povlata ispitivane serije.

Sledeća etapa sastoji se u pripremi izdanka za rad, specijalno kada se radi sa rastresitim sedimentima. Površine izdanka treba očistiti, poravnati ili zaseći ašovom, da bi se mogle odrediti teksturne karakteristike u poprečnim preseccima. Pri tome se mora voditi računa da se ne oštete teksturni oblici.

Po završenoj pripremi, a pre početka snimanja, specijalno kod izdanaka sa mnogo slojeva potrebno je grupisati slojeve u pakete sličnih litoloških karakteristika, a koji se međusobno razlikuju (na pr. paket u kome preovlađuju peščari i paket sa preovlađivanjem glinaca). Grupisanje slojeva najbolje se vrši sa izvesne udaljenosti od profila i dobiveni podaci se unose u dnevnik, kako se ne bi izgubili u mnoštvu detalja na koje se obraća pažnja pri snimanju stuba. Najbolje je izdvojene pakete fotografisati. Neophodno je izvršiti i numerisanje slojeva i paketa, svakog ili svakog trećeg, petog ili bilo kog drugog, u zavisnosti od karakteristika slojeva ili paketa koji se snimaju. Po numerisanju potrebno je ponovo fotografisati stub radi kasnijeg upoređenja sa podacima snimanja. Numerisanje se vrši od dole na gore, odnosno od starijih ka mlađim slojevima (kod normalnog položaja slojeva).

Rad na terenu, a posebno rad na snimanju stubova može da izvodi sam sedimentolog, za šta mu je potreban magnetofon kako bi ubrzao proces rada. Sve karakteristike diktira umesto da ih zapisuje. Ovakav rad je dosta težak, pa se preporučuje samo za istraživače sa iskustvom. Smatra se (Vasoević, 1948) da je najpogodnije da na terenu rade dva istraživača, osmatrač i zapisničar. Prvi posmatra, diktira sve karakteristike stena i njihovog sklopa, meri i oprobuje slojeve, a zapisničar zapisuje sve podatke, crta stub i fotografiše izdanke i detalje na njima. Prema Bouma-i (1962) najpogodniji je timski rad od tri čoveka, od kojih treći oprobuje stubove i označava primerke.

Na odabranim i pripremljenim stubovima izvode se sledeća ispitivanja:

- eksterne slojevitosti (stratifikacije)
- ritmičnosti i cikličnosti sa izdvajanjem sekvenci i ciklusa
- prostornog položaja slojeva
- debljine i promene debljine slojeva
- karakteristike stena:
 1. materijalni sastav stene
 2. boje
 3. sklopa - strukture i teksture (spoljne i unutrašnje) sa merenjem orijentacije teksturnih oblika
 4. vezivne materije, ukoliko je stena vezana
 5. konkrecija
 6. organskih ostataka
 7. stepena raspadanja stena
- uzimanje uzoraka za laboratorijska ispitivanja.

3.2. EKSTERNA SLOJEVITOST

Pri ispitivanju slojevitosti treba razlikovati dva osnovna slučaja: eksternu slojevitost sedimentnih stena i internu slojevitost - teksturnu karakteristiku koja se javlja unutar jednog sloja.

Eksterna slojevitost ili stratifikacija predstavlja najkarakterističnije obeležje sedimentnih stena i ogleda se u smenjivanju različitih slojeva. Prouzrokovana je taloženjem sedimenata. Osnovna jedinica eksterne slojevitosti je sloj.

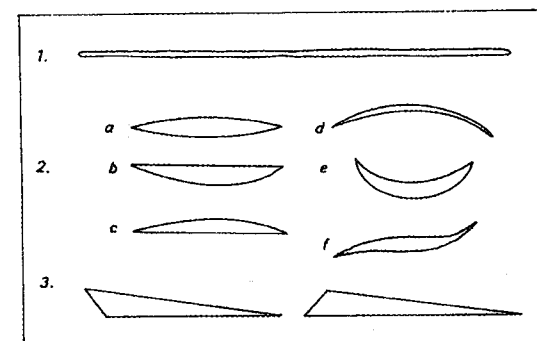
Sloj je geološko telo izgrađeno od više ili manje istovetnog materijala, izdvojeno od podinskog i povlatnog sloja postojanjem mehaničkog ili bilo kog diskontinuiteta. Za sloj je karakteristično da je njegova debljina u odnosu na prostiranje vrlo mala.

Oblik slojeva može biti različit. Pored najčešćeg tabularnog javlja se i sočivast i to: konkavno-konveksni, konkavan, konveksan, bikonveksan, bikonkavan, sigmoidalni, a kao treća vrsta izdvaja se trouglast oblik (Sl. 40.).

Lamina ili slojić je deo sloja i predstavlja osnovnu jedinicu interne slojevitosti. Za laminu je karakteristično da njena debljina nije veća od 0.5 cm odnosno 1 cm.

Litaž prema Lombard-u (1956) predstavlja vrstu slojevitosti sedimentnih stena. Karakteriše se promenom litološkog sastava (litološkim diskontinuitetom) između susednih slojeva, a ne postojanjem mehaničkih površina slojevitosti. Nastaje u toku intenzivne akumulacije sedimenata, kada se talože debele naslage sedimenata različitog sastava.

Eksterna slojevitost se jasno zapaža kada dolazi do promene u strukturi stene koja izgrađuje sloj i to više kada se stene znatno razlikuju po granulometrijskom sastavu (peščar-glinac) nego kada su bliski po granulometrijskom sastavu (krupnozrni peščar-sitnozrni peščar). Slojevitost je primetna i kada se smenjuju stene različite geneze npr. terigene i karbonatne stene. Dok sloj predstavlja produkt taloženja pod određenim fizičkim i hemijskim uslovima, međuslojne površi koje ih izdvajaju su rezultat promene uslova taloženja do njegovog prekida ili pak erozije.



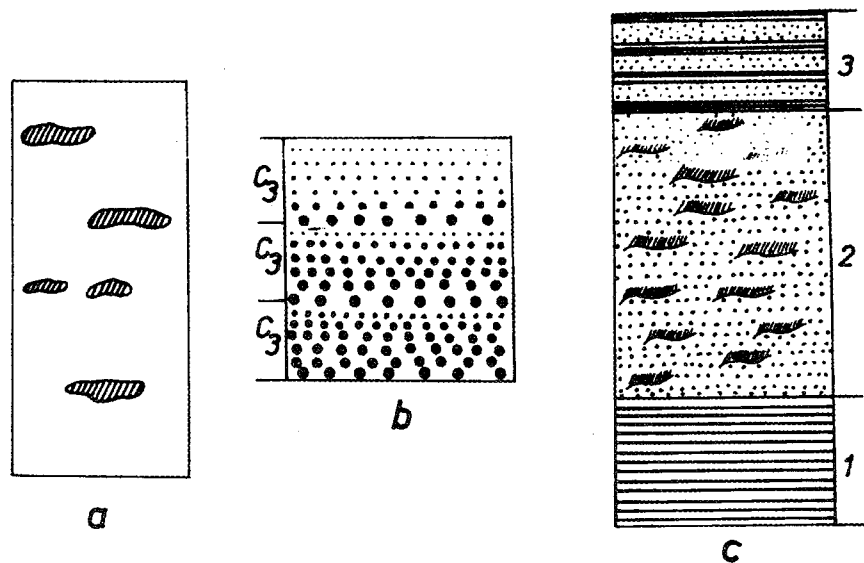
Sl. 40 - Oblik slojeva. 1. *Tabularan*; 2. *Sočivast*: a-konkavno-konveksni, b-konkavan, c-konveksni, d-bikonveksni, e-bikonkavan, f-sigmoidalan; 3. *Trouglast*.

Promena sastava stene od koje je izgrađen sloj određena je hidrodinamičkim režimom sredine taloženja, bilo izmenom terigenog materijala koji ulazi u bazen ili zajedničkim dejstvom oba faktora. Pri tome treba napomenuti da je slojevitost u slučaju kada se smenjuju stene bliske po granulometrijskom sastavu u većoj meri vezana sa promenama hidrodinamičkih uslova sredine taloženja. Kod smene stena različitog petrografskog sastava glavnu ulogu ima vrsta materijala koja

ulazi u basen sedimentacije. U slučajevima kada se smenjuju stene različite geneze važnu ulogu ima smena uslova taloženja i prekidi u sedimentaciji.

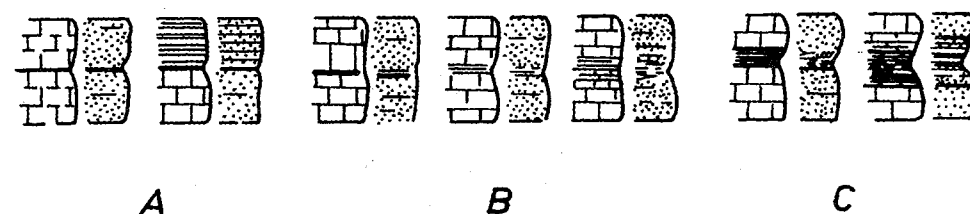
Izdvajanje slojeva na terenu (Sl. 41.) olakšano je ako se stene koje izgrađuju slojeve razlikuju po boji ali pri tome treba voditi računa da li je boja primarna ili sekundarna. U poslednjem slučaju dobila bi se netačna predstava o slojevitosti naslaga. Prisustvo šljunka, organskih ostataka, konkrecija i dr., koji se nekad raspoređuju po površinama slojevitosti olakšava takođe izdvajanje slojeva. U nekim slučajevima prisustvo bilo kakvih uklopaka, koji su raspoređeni po površinama slojevitosti, može biti vezano za prekide u sedimentaciji.

Iz iznetog proizilazi da je sloj zavisao od čitavog niza procesa kao fizičkih, hemijskih, bioloških i dijagenetskih. Dok kod fizičkih procesa važnu ulogu ima ne samo vrsta transporta, već i njegov mehanizam i intenzitet, kod hemijskih procesa za istaložavanje iz rastvora važnu ulogu imaju temperatura, pritisak ugljen dioksida i koncentracije jona. Biološki procesi koji utiču na istaložavanje slojeva karbonatnog, silicijskog ili drugog sastava, zavisni su pretežno od vrste organizama kao i od uslova koji su pogodni za njihovo razviće. Dijagenetskim procesima takođe može doći do obrazovanja slojeva odnosno njihovih određenih karakteristika specijalno pod uslovima tonjenja sedimenata.



Sl. 41 - Izdvajanje slojeva: a. po uklopcima, b. po sortiranosti, c. po unutrašnjoj građi. Botvinkina, 1962.

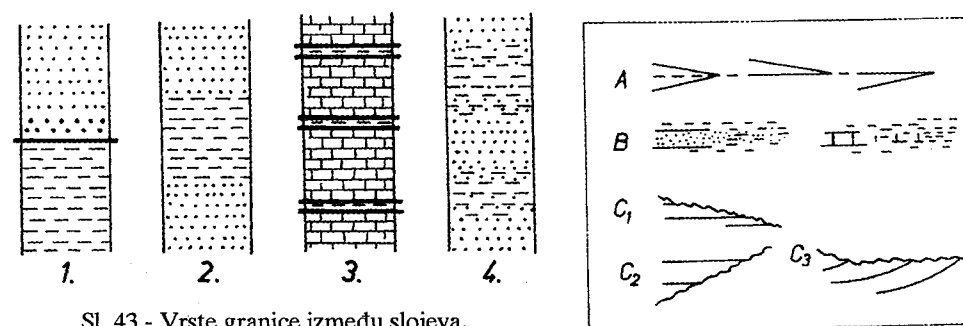
Prelazi između slojeva (Sl. 42) mogu biti različiti: kao postepeni, gradacioni koji mogu da ukazuju na lateralnu migraciju procesa pod stabilnim uslovima; nejasni ili oštri od kojih poslednji mogu biti vezani za prekide u sedimentaciji ili nekad za katastrofične događaje.



Sl. 42 - Tipovi prelaza između slojeva. A - površina slojevitosti ravna. B - slojevi vezani proslojkom. C - slojevi razdvojeni i površinama slojevitosti i proslojkom.

Granice između slojeva mogu biti oštre sa prekidom ili bez, nejasne, postupne (Sl. 43.).

Lateralni prelazi slojeva takođe mogu biti različiti kao klinasti, postupni i presečeni (Sl. 44.).



Sl. 43 - Vrste granice između slojeva. 1. oštra sa prekidom, 2. nejasna, 3. oštra, 4. postupna.

Sl. 44 - Tipovi lateralnih prelaza slojeva. A- klinasti; B- postupni; C₁- presečeni, C₂- presečeni predepozicioni, C₃- presečeni postdepozicioni.

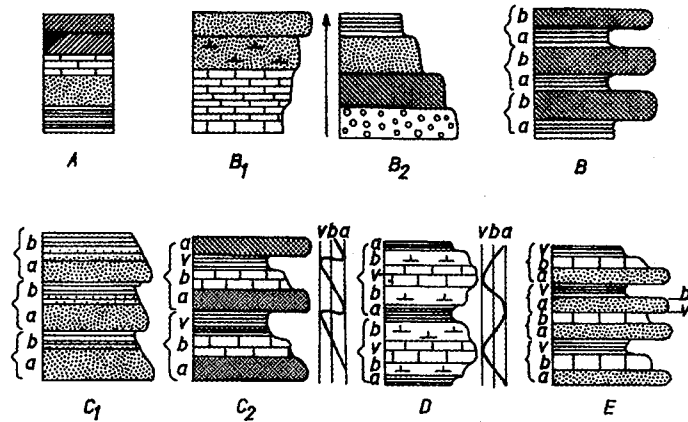
3.2.1. Ritmičnost

Slojevitost određena promenom sastava slojeva, može se podeliti po karakteru njihovog smenjivanja u profilu. U vezi sa tim smena slojeva može biti pravilna (aritmična i ritmična) ili nepravilna (Sl. 45.).

Nepravilna smena slojeva ne sadrži nikakve postojeće elemente; svaki sloj se javlja za sebe i ne ponavlja se po nekom određenom redu u profilu. Ovakav tip karakterističan je za slojeve velike debljine.

Pravilna smena slojeva karakteriše se smenom čitavog niza slojeva koji se razlikuju po bilo kakvim osobinama (npr. granulometrijskom sastavu) kao konglomerat - pešćar - alevrolit - glinac ili slično. Ako su promene od sloja do sloja jasne pra-

vilna smena se dobro i lako zapaža. Ukoliko je primetna promena slojeva, pri čemu se slojevi ne ponavljaju po nekom određenom redu, dobija se pravilna aritmična slojevitost. Ukoliko se u smeni slojeva zapaža određeno ponavljanje slojevitost dobija ritmičan karakter.



Sl. 45 - Različiti tipovi smenjivanja slojeva. A - nepravilno; B_{1,2} - pravilno, aritmično po sastavu i po sortiranosti; B-D - pravilno ritmično, B - prosto ponavljanje, C_{1,2} - ritmično sa prekidima, dvočlana, tročlana, D - bez prekida, E - nepotpuno ritmično. Zagradama su izdvojene sekvence. Botvinkina, 1962.

Ritmičnost, koja se karakteriše pravilnim periodičnim ponavljanjem slojeva ili sekvenci, može biti prosta ili složena. Prosta ritmičnost se odlikuje smenom dva sedimentna člana, dok se složena izdvaja ponavljanjem tri ili više članova. Karakteristično je da su uvek površine slojevitosti između slojeva unutar sekvence slabije izražene, a jasnije između dve sekvence. Pri proučavanju ritmičnosti neophodno je zadržati se na sekvencama, odnosno ritmovima Vassoevič-a, kao osnovnim jedinicama ritmičnih naslaga. Termin ritam je nepodesan pošto označava osobinu ponavljanja u vremenu i prostoru, a sekvencu označava tvorevinu.

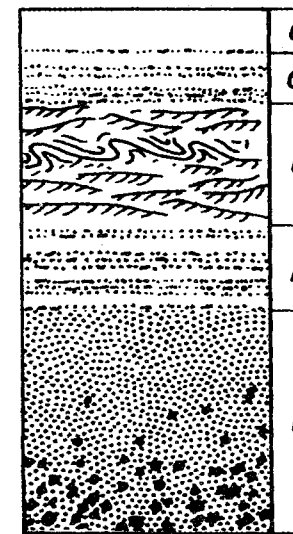
Sekvenca predstavlja osnovnu individualnu jedinicu ritmičnih naslaga. Prema Lombard-u (1956) litološka sekvencija je grupa najmanje od dva litološka člana, koji obrazuju prirodnu zajednicu, bez znatnih prekida u sedimentaciji.

Prema Lombard-u (1956) kod svih ritmičnih naslaga moguće je izdvojiti karakteristične sekvence. Tako na pr., kod ritmičnih detritičnih naslaga on izdvaja sledeće sekvence:

1. c. sitnozrni pešćar
 - b. krupnozrni pešćar
 - a. konglomerat
2. c. laminirani glinac
 - b. alevrolit
 - a. konglomerat i druge.

Pošto je ritmičnost karakteristična za flišne serije, gde jedna sekvencu predstavlja složeni sloj nastao iz jednog turbidnog toka, najčešće sekvence su dvočlane i odgovaraju smeni pešćara i glinaca. Složene sekvence flišnih serija su izgrađene od smene: a. mikrokonglomerata, b. pešćara, c. alevrolita i d. glinaca ili kalkrudita, kal-karenita, laporaca i td.

U flišnim naslagama i drugim turbidnim naslagama moguće je prema Bouma-i (1962), na osnovu teksturnih karakteristika, izdvojiti turbidnu sekvencu sastavljenu od pet intervala (Sl. 46.). Intervali su označeni slovima od a. (u bazi) do e. (u najgornjem delu sekvence).



Sl. 46 - Kompletna turbiditna sekvencija (T). Bouma, 1962.

Ta. - gradacioni interval sastavljen od peskovite i šljunkovite komponente sa slabije ili jače izraženom gradacijom. U dobro sortiranom materijalu gradacija nekad može biti odsutna. Druge teksture unutar ovog intervala nisu poznate. Na donjim površinama slojevitosti mogu da se jave erozioni teksturni oblici, teksture mehaničkog utiskivanja i bioglifi.

Tb. - donji interval paralelne laminacije karakteriše se smenjivanjem krupnih lamina sastavljenih od peskovite ili glinene komponente. Prelaz iz gradacionog intervala je postepen;

Tc. - interval talasaste laminacije tečenja sadrži talase nastale tečenjem kod kojih je, u većini slučajeva, visina talasa manja od 5 cm, a dužina manja od 20 cm. Javlja se kosa slojevitost, a nekad i konvolucija;

Td. - gornji interval paralelne laminacije sa slabo vidljivim laminama izgrađenim od pelitskog ili peskovito-pelitskog materijala. Kontakt sa nižim intervalom je jasan i

Te. - pelitski interval bez vidljivih tekstura. Često ima povećan sadržaj karbonatne komponente. Prelaz iz nižeg intervala je postepen. Ovaj interval može da nastane na tri načina: taloženjem samo iz repa turbidnog toka, samo od pelaškog materijala ili mešanjem sedimentata iz ta dva izvora. Nekad se u ovom intervalu, kada označava pelašku sedimentaciju između dva turbidna toka, javljaju glinoviti laporci.

Ovako potpuna sekvencija, poznata u literaturi kao turbiditna ili Boumina, retko nastaje. Većinom su sekvence nepotpune, podsećene, kada im nedostaje donji interval, ili odsećene kada nema gornjih intervala, ili pak, mogu biti podsećene i odsećene.

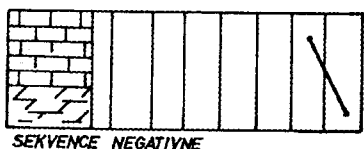
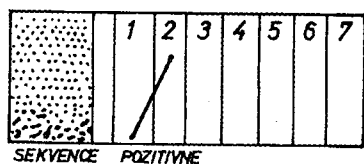
Pojedini autori pokušali su da čisto matematičkim putem utvrde moguća smenjivanja sedimentnih članova u sekvencama. Među njima se ističu Vistelius (1949), Allegre (1964), Carr (1966) i dr., koji su na osnovu numeričkih metoda (uglavnom metodom iteracije) nalazili, aritmetičkim putem, vrednost jedne ili više nepoznatih količina koje zadovoljavaju skup datih jednačina, brojno jednak broju nepoznatih.

Pomenuti autori su za to koristili Markovljevu shemu koja predstavlja relativno prost tip statističkog modela, a reprezentuje multivarijantne serije, odnosno Markovljev niz koji se donekle razlikuje od sheme i sadrži prelazan član koji se ne menja duž serije. U geologiji je Markovljev niz prvi primenio Vistelius (1952, 1956) za proučavanje ritmičnih sekvenci sedimentnih stena.

Carr i dr. (1966) izračunali su moguće zamene sedimentnih članova u sekvencama Čester serije u basenu Ilinoisa i dali su sintetizovane sekvence u kojima je prikazana moguća smena sedimentnih članova (peščara, glinaca i karbonata) kao i debljine pojedinih članova i samih sekvenci.

Allegre (1964) je prikazao moguće zamene u sekvencama flišnih naslaga.

Pri ispitivanju sekvenci treba obratiti pažnju da li su one pozitivne ili negativne (Lombard, 1956). U pozitivnim sekvencama najkrupnozrniji sedimenti javljaju se u njihovoj bazi i karakteristični su za transgresivne serije. Javljaju se u svim serijama marinskih basena. Grafičkim putem pozitivna sekvencna može se predstaviti krivom koja se koso diže s leva udesno, tj. od krupnozrnijih ka sitnozrnijim sedimentima (Sl. 47.).



Sl. 47 - Pozitivne i negativne sekvence. Lombard, 1956.

Negativna sekvencna prikazana je na primeru prelaza dolomita u sitnokristalasti krečnjak, a kod klastičnih stena pri prelazu sitnozrnih u krupnozrne klastite. Kod grafičkog prikaza kriva je orijentisana s desna ulevo tj. od sitnozrnih ka krupnozrnim stenama. Negativne sekvence pretežno se javljaju kod regresivnih naslaga.

3.2.2. Cikličnost

U pravilnoj sukcesiji slojeva pored pojave ritmičnosti zapaža se i pojava cikličnosti. Dok pojedini autori izdvajaju ritmičnost od cikličnosti, drugi u potpunosti identifikuju ova dva termina. Za razliku od ritmičnosti cikličnost označava simetričnu smenu slojeva.

Ciklus prema Vassoevič-u (1948) predstavlja osnovnu jedinicu cikličnosti i predstavlja simetrično ponavljanje analognih slojeva koji se izdvajaju pod bilo kojim odlikama. Ruhin (1961) pod ciklusom podrazumeva velike sedimentne ritmove koji su stvarani za vreme nekoliko geoloških sistema.

Ciklusi se sastoje od članova koji su raspoređeni prvo progresivno, a zatim čine reversni niz. U prostom ciklusu smenjivanje slojeva vrši se na sledeći način: krečnjak - laporac - peščar - laporac - krečnjak. Takav tip ciklusa može se sastojati od različitih sedimentata, npr. konglomerat - peščar - laporac - peščar - konglomerat ili pak laporac - gips - so - gips - laporac i td.

Ciklusi su najbolje razvijeni u marinskim sedimentima. More omogućava izvesnu stabilnost i uprkos sukcesivnim promenama koje prouzrokuju taloženje različitih litoloških članova, ono je pogodno za formiranje jasno izraženih sedimentnih ciklusa. Za dobru simetriju potrebno je da članovi budu što deblji i identično građeni. Međutim, pojava varijabilnosti je neizbežna i za praktične svrhe razlike u debljini i neke razlike u litološkom sastavu mogu da se zapostave.

Uzroci koji dovode do pojave ritmičnosti i cikličnosti mogu biti različiti. Pored tektonskih pokreta, postepnog uzdizanja i spuštanja zemljine kore mogu imati uticaja i oscilacije površine mora, periodične klimatske promene, sezonske promene i dr.

Kao uzrok stvaranja ritmičnosti i cikličnosti Vassoevič (1948) uzima periodična, kolebljiva tektonska kretanja koja narušavaju ravnotežu obalskoj liniji basena sedimentacije. Osnovni faktor ritmičnosti predstavlja periodična promena dubine i položaja obalske linije, prouzrokovana kolebljivim kretanjima zemljine kore.

Prema pomenutom autoru ritmičnost je uslovljena sitnim oscilacionim kretanjima sa amplitudama od nekoliko desetina metara, koje se neprekidno smenjuju menjajući tako sredinu i uslove sedimentacije.

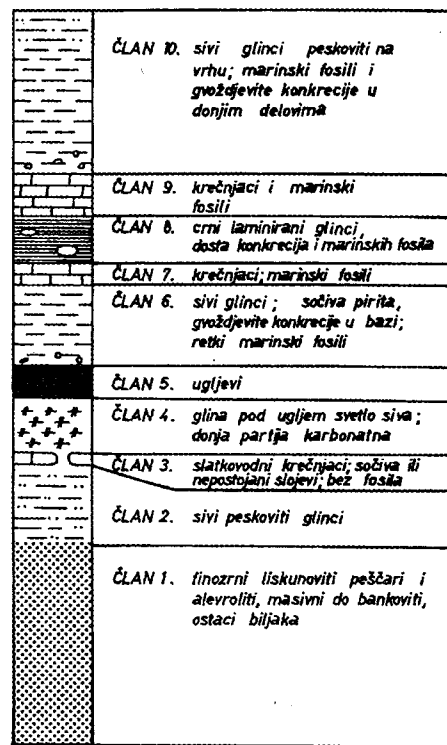
Hvorova (1958) i dr., smatraju da je nemoguće objasniti pojavu ritmičnosti u flišnim naslagama oscilacionim kretanjima, pogotovo dejstvom oscilacije mora.

Druga teorija o nastanku ritmičnosti je teorija turbidnih tokova, koju su na flišne naslage primenili Kuenen i Migliorini (1950 i dr.), prema kojoj svaka sekvencna predstavlja jedan turbiditni tok. Prema autorima, koji pojavu ritmičnosti objašnjavaju na ovaj način, jedan od glavnih argumenata protiv prve teorije je pojava asimetričnosti sekvenci.

3.2.2.1. Ciklotema

Termin "ciklotema" u geološku literaturu uveo je Weller (1930), prilikom proučavanja karbonskih ugljenih basena u SAD. Polarno ponavljanje tamošnjih slojeva zapazio je još Udden (1906). Cikloteme su obrađivane u radovima Wanless-a (1931), Moore-a (1931) i mnogih drugih autora.

Ciklotema je određena kao niz slojeva taloženih za vreme prostog sedimentnog ciklusa, sličnog onom koji je preovlađivao za vreme karbona. Idealna ciklotema, prema Weller-u (Sl. 48.), sadrži 10 članova. Prvih pet članova su neparne naslage. Manja kretanja ili eustatičke promene nivoa mora izazvali su početak marinske faze cikloteme (6 - 10; Sl. 48.).



Sl. 48 - Idealna ciklotema. Weller, 1960.

Cikloteme su obično vezane za uslove sedimentacije koji se javljaju u oblastima nestabilnog šelfa (kontinentalnog praga) i intrakratskih basena u kojima se smenjuju kontinentalni i marinski režim.

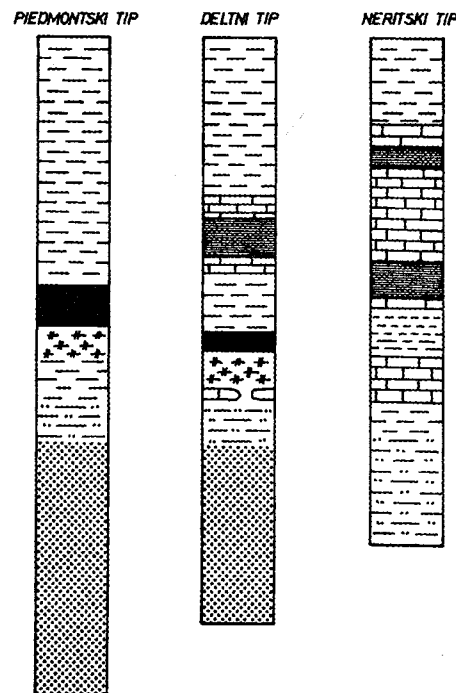
Wanless i Shepard (1936) izdvojili su u ugljenim basenima tri tipa ciklotema: piedmontski, deltni i neritski tip (Sl. 49.).

Piedmontski tip - karakteriše se preovlađivanjem kontinentalnih klastičnih sedimenata, dobrim razvićem uglja i podređenom količinom marinskih sedimenata.

Deltni tip - predstavlja idealan tip razvića kontinentalnih i marinskih naslaga.

Neritski tip - izdvaja se preovlađivanjem marinskih naslaga.

Do ovakvih promena u tipu ciklotema dolazi usled različitih tektonskih uslova. Prvi tip je vezan za skoro stabilan kontinentalni prag, drugi za nestabilan, a treći za miogeosinklinalne uslove. Mada su ciklotema postojane i mogu se javljati na prostoru od nekoliko hiljada kvadratnih kilometara, njihova pojava i variranje zavise od tektonske kontrole sedimentacije.



Sl. 49 - Tri tipa ciklotema. Wanless i Shepard, 1936.

3.3. DEBLJINA SLOJEVA

Debljina jednog sloja je rastojanje od jedne mehaničke površine slojevitosti do druge, odnosno od povlatnog do podinskog sloja. Sloj koji se nalazi neposredno iznad izvesnog sloja je njegova **povlata**, a sloj neposredno ispod njega **podina**. Idealno debljina sloja može biti različita ali se praktično njegova debljina kreće od 1 cm do više metara. Prema McKee & Weir (1953) sloj ima debljinu veću od 1 cm, a lamina ispod 1 cm.

Prema klasifikaciji Luković-a (1950) koja je i danas u upotrebi izdvojene su:

Tab. 9

Klasifikacija slojevitosti prema debljini	
naziv	debljina
liske	ispod 5 mm
ploče	5 - 50 mm
slojevi	5 - 60 cm
banci	preko 60 cm

Debljina slojeva prema klasifikaciji McKee & Weir (1953) je sledeća:

Tab. 10

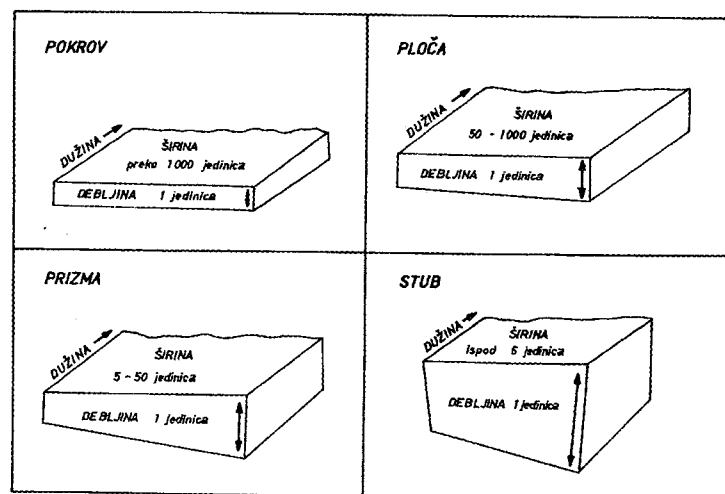
naziv	debljina
vrlo tanak	1 - 5 cm
tanak	5 - 60
bankovit	60 - 120
masivan	preko 120 cm

Debljina slojeva može se meriti na više načina, upotrebom odgovarajuće skale, mereći lenjirom ili santimetrom rastojanje između dve površine slojevitosti ili pak sa profila datim na detaljnim geološkim kartama. Primenjena metoda zavisi od karakteristika stena, svrhe merenja, stepena otkrivenosti kao i tačnosti i skale na topografskim kartama ili aerosnimoima ispitivane oblasti. Takođe merenje zavisi i od toga da li se radi o horizontalnim, vertikalnim ili nagnutim slojevima.

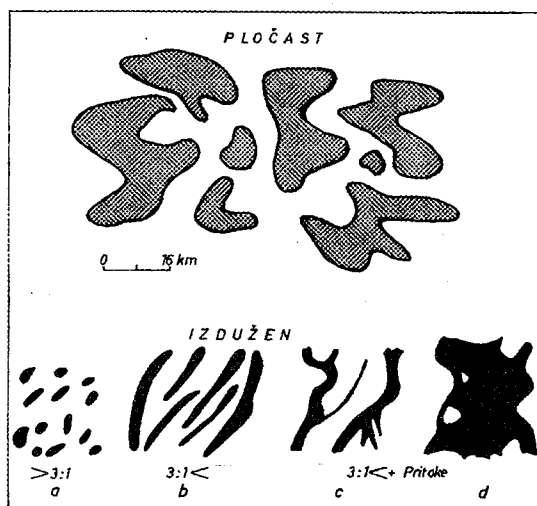
Horizontalni slojevi su najpogodniji za merenje debljine. Merenje se vrši lenjirom ili santimetrom ili određivanjem razlike u nadmorskoj visini. Kod vertikalnih slojeva debljina se isto može meriti direktno sa lenjirom ili santimetrom. Druge metode uključuju odredbu razdaljine normalne na pružanje ili locirajući kontakt na detaljnim topografskim kartama, sa upotrebom skale na karti da bi se našla razdaljina. Debljina slojeva koji padaju pod različitim uglovima (nagnuti slojevi) može se, takođe meriti direktno sa upotrebom lenjira ili santimetra. Druge metode uključuju merenje pružanja i pada, nanošenje kontakta na detaljnu topografsku kartu, crtanje profila odgovarajuće razmere i merenje debljine sa profila.

Značaj određivanja debljine slojeva je znatan pošto debljina slojeva ukazuje na zapreminu naslaga, problem njenog očuvanja kroz geološku istoriju, spuštanje terena,

tonjenje sedimenta, njihov odnos prema nagibima depozicione sredine i td. Takođe, na osnovu odnosa debljine i širine slojeva (dužina je u svim slučajevima veća od debljine) Krynine (1948) je izdvojio četiri tipa sedimentnih tela (uglavnom peščara): **tabla, ploča, prizma i stub** (Sl. 50.). Ova klasifikacija nije našla široku primenu specijalno kod nepravilnih i kompleksnih oblika tela koja se sreću. Ekvidimenzionalna peskovita tela imaju odnos dužine i širine približno 1:1 i mogu da prekrivaju više hiljada kvadratnih kilometara terena. Takvi oblici se izdvajaju kao **ploče, table ili listovi**. Izdužena tela mogu se izdvojiti na tri tipa: **ljuske, trake i dendroidi** (Potter, 1963)



Sl. 50 - Oblici sedimentnih tela sa izmenama. Krynine, 1948.



Sl. 51 - Najčešći oblici sedimentnih tela; a-ljuske, b-trake, c-dendroidi i d-pojas. Modifikovano, Potter, 1963.

(Sl. 51.). Ljuske imaju odnos dužine i širine tri ili manji dok su trake jače izdužene sa odnosom koji ide do 20:1. Dendroidi su uglavnom sinusoidnog oblika. Lateralnom migracijom trake i dendroidi prelaze u tela oblika **pojasa**. Izdužena peskovita tela javljaju se na plažama, barijernim prudovima i u plitkovodnim marinskim sredinama ali takođe i u rekama, deltama i turbiditnim naslagama.

3.4. PROSTORNI POLOŽAJ SLOJEVA

Pri terenskim ispitivanjima veoma je važno utvrditi da li se u ispitivanim profilima slojevi ne ponavljaju usled pojave tektonskih poremećaja ili podvodnog kličjenja.

Određivanje normalnog ili obrnutog položaja slojeva, uglavnom ne predstavlja teškoću, sem u slučajevima kada je teren jako dislociran. Pri tome veliku pomoć nam pruža proučavanje granice prekida u sedimentaciji (međuformacionih i intraformacionih) ukoliko se one javljaju i ispitivanje površine slojevitosti, odnosno različitih teksturnih oblika, koji se javljaju ili samo na gornjim ili samo na donjim površinama slojevitosti.

3.5. KARAKTERISTIKE STENA

Kod određivanja karakteristika sedimentnih stena treba obratiti pažnju na materijalni sastav stene odnosno sedimenta, vezivnu materiju, boju, sklop i td. Pošto sve ove osobine karakterišu i određuju sedimente odnosno sedimentne stene biće iznete posebno.

3.5.1. Materijalni sastav stena

Sastav stene je na terenu moguće odrediti samo kod krupnozrnih klastičnih stena odnosno kod rudita i rede kod arenita. Tačno određivanje mineralnog sastava stena bilo klastičnih, organogenih ili hemogenih vrši se u laboratoriji.

Određivanje sastava valutaka kod rudita obično se vrši po jednom utvrđenom redu. Najpre se određuje sastav najkrupnijih valutaka, pošto se na njima najlakše određuje mineralni odnosno petrografski sastav. Kod monomiktih rudita određivanje je olakšano zbog preovlađivanja jedne vrste valutaka. Odredba sastava polimiktih konglomerata radi se na većem broju valutaka, obično na 100 komada, odnosno 50 - 300 komada, određene veličine. Zatim se vrši izdvajanje valutaka po osnovnim grupama stena i zastupljenost svake grupe stena izkazuje se u procentima.

U zavisnosti od vrste rudita izdvajaju se obično 5-10 osnovnih vrsta stena kao na pr.: 1. karbonatne stene (krečnjaci i dolomiti), 2. peščari, 3. alevroliti, 4. glinci, 5. silicijske stene, 6. magmatske (dubinske) stene, 7. žične stene, 8. vulkanske stene, 9. metamorfne stene i dr. Sastav valutaka se na terenu obično predstavlja "formulom" nizom brojeva koji odgovaraju apsolutnoj količini valutaka ili sadržaju datom u procentima određene vrste stene. Za gore navedene vrste stena (magmačke stene date su skupa pod brojem 6) sastav valutaka može biti prikazan na sledeći način: fr. 12-15 cm.

1	2	3	4	5	6	7
33%	32%	9%	13%	6%	2%	5%

Određivanje petrografskog sastava arenita vrši se na terenu samo u grubim crtama. Tačan naziv stena dobija se posle laboratorijskih ispitivanja. Na pr., na terenu je nekad moguće samo odrediti grupu peščara, a da li je to grauvaka ili subgrauvaka ili koja druga vrsta određuje se u laboratoriji. Pri određivanju vrste stena preporučuje se određivanje karbonata pomoću HCl.

Na terenu se mogu odrediti samo pojedini minerali, kao na pr. od klastičnih: kvarc, feldspat, liskun, granat, epidot i dr. Ostali minerali određuju se u laboratoriji. Autigeni minerali određuju se takođe u laboratoriji.

Pored određivanja mineralnog i petrografskog sastava kod rudita se određuju zaobljenost i sferičnost valutaka.

3.5.2. Vezivna materija

Vezivna materija, matriks detritične i cement hemogene prirode, uglavnom se određuje u laboratoriji. Na terenu je moguće samo grubo ispitivanje vezivne materije kod rudita (šljunkovitih stena). Matriks je kod njih pretežno peskovitog sastava, rede praškastog ili glinenog. Cementna materija klastičnih stena, rano ili kasno dijagenetska, predstavljena je najčešće kalcitom (sa niskim ili visokim sadržajem Mg), dolomitom, aragonitom, sideritom, kvarcom, kalcedonom, opalom, limonitom, piritom, baritom, gipsom ili anhidritom. Na terenu se uglavnom kod rudita može odrediti kalcijum karbonatni cement (reakcijom sa HCl) ili silicijski dok se druge, relativno rede vrste cementa, određuju u laboratoriji.

3.5.3. Boja sedimenata

Različite materije absorbuju i propuštaju elektromagnetne radijacije različitih frekvenci. Propuštena energija, kada je selektivno raspoređena u vidnom opsegu, zapaža se očima kao određena boja. Kada je uniformno raspoređena izdvaja se kao bela (bezbojna) ili svetlo siva boja, tamneći do crne kada se granica vidljive radijacije približava nuli. Boje sedimenata mogu biti hromatske i ahromatske, od kojih su poslednje osetljive na hemijske i fizičke osobine minerala odnosno stena tako da mogu ukazivati na male razlike unutar sekvenci, na promenu facija, stupanj raspadanja i efekte dijageneze na sedimente. Jasno se uočava na terenu te često služi kao karakteristična odlika pojedinih stratigrafskih horizonata. U sedimentnim stenama najrasprostranjenije su među ahromatskim bojama: bela, siva i crna boja, a među hromatskim: crvena, mrka i žuta boja svih tonova. Sedimentne stene su retko plave, sivo-plave ili ljubičaste boje. Bela boja je karakteristična za stene koje ne sadrže hromofore (Fe, Mn, organsku materiju i dr.). Belu boju imaju mnoge mineralne soli, dolomiti, krečnjaci, kreda, kaolinske gline i od klastičnih stena kvarcni peščari. Minerali kao kvarc, feldspat, kalcit i dolomit su pretežno bele boje i sedimenti izgrađeni od njih su takođe bele boje. Siva i crna boja vezane su za prisustvo organske materije, pirita, markasita i dr. Crna boja javlja se i kod stena koje sadrže okside mangana. Mrka, crvena i žuta boja uglavnom su uslovljene sadržajem hidroksida gvožđa. Ze-

lena boja dolazi usled prisustva glaukonita, seladonita, šamozita, hlorita i epidota. Plava i sivo-plava boja su karakteristične za anhidrit, celestin, rede za gips i kamenu so. Sedimentne stene, više sporadično nego po pravilu, pokazuju nemodifikovane boje glavnih sastojaka. Specijalno prisustvo primesa gvožđa ili organske materije menjaju boju sedimenata. Takođe, na boju sedimenta utiče i struktura stene, finozrniji sedimenti imaju uvek tamniju boju nego krupnozrniji.

Boja sedimenata se promatra na svežim prelomima, pošto usled raspadanja dolazi do promene boje, na pr. fero komponenta se oksidiše (plavo sivi sideritski škrljci dobijaju usled oksidacije mrke prevlake). Usled oksidacije, kao i usled bakterijske aktivnosti dolazi do promene boje (Moberly & Klein, 1976).

Boja se određuje spektrofotometrijskim merenjem samo u laboratorijama, a na terenu upoređenjem sa kartama boja (Goddard et al, 1975).

Boja može biti primarna ili sekundarna. Sekundarna boja nastaje pretežno za vreme kasnodijagenetskih procesa. Određivanje porekla boje u steni olakšano je praćenjem njenog odnosa prema slojevitosti i promenama boje u samom sloju. Ako je boja vezana za jedan određen sloj ona je primarna, a ako se menja duž pukotina i ne poklapa sa slojevitošću, a preseca slojeve različitog petrografskog sastava onda je nastala naknadno.

Na boju sedimenata mogu uticati i klimatski uslovi, na pr. pojava crvene i drugih boja, koje se često smenjuju na malim rastojanjima i ukazuju na aridnu klimu.

3.5.4. Raspadanje stena

Na otkrivenim profilima sedimentne stene su uvek u većoj ili manjoj meri, raspadnute. Zato je neophodno, prilikom rada na terenu, odrediti uzroke koji dovode do raspadanja, a i stepen raspadanja stena.

Različite stene raspadaju se nejednakom brzinom, bilo da se radi o fizičkom, hemijskom ili biološkom procesu raspadanja. Najlakše raspadanju podležu stene sive boje pošto sadrže organsku materiju ili fino rasejane sulfide ili karbonate. Sve ove komponente su nepostojane u sredini sa slobodnim kiseonikom. Svojim prisustvom omogućuju ne samo proces raspadanja nego utiču i na intenzitet raspadanja.

Naročito upadljive pojave raspadanja pokazuju sulfidi gvožđa, koji pri raspadanju boje stenu mrko-crvenom bojom. Stene crvene boje, lišene prisustva sulfida i siromašne karbonatima gvožđa pokazuju manji stepen raspadanja.

Slabo izražen stepen raspadanja sreće se na sedimentnim stenama u donjim delovima jako otkrivenih profila, u rečnim dolinama gde se izdanci stalno obnavljaju erozionim radom reke.

Pri proučavanju procesa raspadanja na terenu potrebno je obratiti pažnju na koru raspadanja, koja među recentnim sedimentima ili iz geološke prošlosti može biti različite debljine u zavisnosti od više faktora, od nekoliko santimetara do više desetina metara.

Proces raspadanja stena biće detaljno prikazan u odeljku Litogeneza.

3.6. SKLOP SEDIMENTNIH STENA

Pod sklopom sedimentnih stena podrazumeva se struktura i tekstura sedimentnih stena, odnosno odnos sastojaka, njihov raspored u prostoru i ispunjenost prostora.

3.6.1. Određivanje strukture sedimentnih stena

Pod strukturom sedimentnih stena podrazumevaju se one crte unutrašnje građe sedimentnih stena koje su uslovljene oblikom i veličinom zrna u steni.

Osnovni faktori koji određuju strukturu sedimentnih stena su geneza i preobražaji u različitim stadijumima njihovog razvića. Usled raznovrsnosti genetskih tipova kao i složenosti njihovih promena javljaju se različite vrste struktura sedimentnih stena.

Određivanje struktura na terenu ima zadatak da reši opšti strukturni tip i oblik zrna. Određivanje strukturnog tipa se svodi na određivanje veličine zrna, što je na terenu jedino moguće uraditi za krupnozrne (šljunkovite) terigene stene. Kod ovih stena merenje veličine zrna vrši se pomoću običnog metra. Određivanje veličine zrna srednjozrnih klastita na terenu moguće je samo pomoću raznih etalona (Sl. 52).

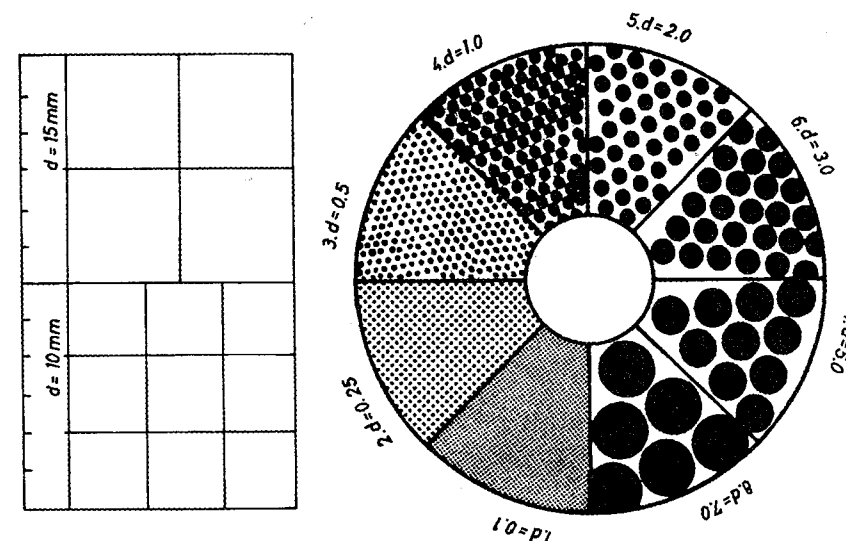
Ispitivanje veličine zrna odnosno valutaka u šljunku odnosno u šljunkovitim stenama najpodesnije je na nevezanom ili slabo vezanom materijalu. Jedan od najprostijih načina određivanja veličine valutica šljunkovite frakcije svodi se na merenje niza, sastavljenog od 75 do 100 valutica poređanih po dužoj osi, pomoću metra ili milimetarske hartije. Izmerena dužina niza podeli se sa brojem valutica u nizu, i na taj način dobija se relativna veličina valutica odnosno šljunkovite frakcije.

Kod detaljnog određivanja veličine valutica, klinastim merilom (šublerom) mere se sve tri ose šljunka, odnosno ose a, b, i c. Kubni koren iz proizvoda ovih osa daje srednju geometrijsku veličinu valutaka. Svakako, merenja se vrše na većem broju valutica (75 do 100 komada).

Jedna od najbržih metoda određivanja veličine valutica na terenu sastoji se u merenju obima 50-100 valutica pomoću mernog suda. Obično se uzima cilindrično vedro, koje se ojačava obručima, a na njegovoj unutrašnjoj strani se nanose podeoci za merenje zapremine vode. Voda se sipa u vedro do određene visine a zatim se stavlja ispitivani šljunak. Zapremina šljunka se izračunava u odnosu na zapreminu istisnute vode. Kada se ta zapremina podeli sa brojem valutaka dobija se srednja zapremina ispitivanog šljunka.

Određivanje oblika valutica - Oblik valutica zavisao je od fizičkih karakteristika stena od kojih je valutica izgrađena, od stepena zaobljenosti i sekundarnih promena. Oblik valutica može da ukaže na pravac njihovog prinosa i na udaljenost od matične stene. Stepenn zaobljenosti valutica daje tzv. sedimentacioni oblik, koji zavisi od mnogobrojnih faktora: vrste materijala od koje je valutica izgrađena, njene fizičko-hemijske karakteristike, vrste i dužine transporta. Sekundarni oblik zrna

uslovljen je regeneracijom klastičnih zrna, korozijom i deformacijom. Regeneracija uključuje sekundarno narašćivanje, koje je karakteristično za zrna veličine peska, i pojavu omotača (ovoja) oko zrna. Deformacija zrna i valutica zavisi od dejstva pritiska i vrste materijala koja ih izgrađuje.



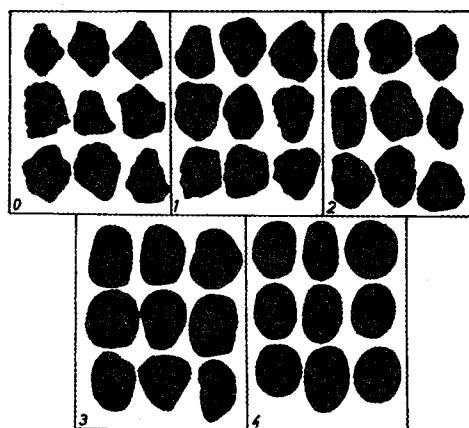
Sl. 52 - Etaloni za određivanje veličine valutica i zrna

Određivanje oblika zrna odnosno morfometrija zrna može se vršiti na nekoliko načina: vizuelnim opisom, vizuelnim poređenjem sa standardima i direktnim merenjem. Opis oblika zavisi od samog operatora i može biti deskriptivan sa opisivanjem geometrije zrna, kao npr. kockast, sferičan, eliptičan i td. ili pak sa opisom kristalnog oblika: euhedralni, anhedralni, heksagonalni i td. Mada ovakvi opisi daju određene informacije mnogo su precizniji podaci merenja izraženi numeričkim vrednostima. Kao najčešće upotrebljeni kvantitativni parametri izdvajaju se sferičnost, indeks zaobljenosti i indeks izduženosti.

Sferičnost je, prema Wadell-u (1932), okarakterisana numeričkim vrednostima merenjem površine zrna i zapremine, odnosno izražava se odnosom zapremine zrna prema zapremini opisanog kruga.

Zingg (1935) je dao klasifikaciju oblika valutica sličnu po konceptu sferičnosti. Njegova klasifikacija zasniva se na odnosu osa b/a i c/b koji izdvaja četiri osnovna oblika: diskoidalni, sferoidalni, pločasti i vretenasti.

Zaobljenost - prema Wadell-u (1932), predstavlja odnos srednjeg prečnika uglova i ivica i prečnika maksimalno upisanog kruga. Indeks zaobljenosti određuje se jednačinama Wentworth-a (1933), Caieux-a (1947) i dr. Merenje stepena zaobljenosti može se vršiti i vizuelnim putem upoređivanjem sa skalama Krumbein & Sloss-a, Pettijohn-a, Habakov-a i dr. Pomenuti autori izdvojili su zrna u pet grupa od uglastih do dobro zaobljenih (Tab. 11, Sl. 53.).



Sl. 53 - Skala zaobljenosti: 0 - uglasta zrna; 1 - poluuglasta; 2 - poluzaobljena; 3 - zaobljena i 4 - dobro zaobljena zrna.

p - srednja zaobljenost izražena u procentima, n_0-n_4 - broj valutica po klasama, n - ukupan broj merenih valutica.

Tab. 11

Klase zaobljenosti	Definicija
1. uglast (0)	jasno izražen oblik sa mnogo oštih izbočina
2. poluuglast (1)	javlja se ravne ivice i slabo zaobljeni uglovi
3. poluzaobljen (2)	ravne ivice malo zastupljene, većina uglova zaaobljena
4. zaobljen (3)	ravne ivice uglavnom odsustvuju, svi uglovi blago zaobljeni
5. dobro zaobljen (4)	nema ravnih ivica ni uglova, uniformni konveksni oblik zrna

Za psefitsku stenu, gde 5 valutica odgovara 0 klasi, 15 prvoj, 30 drugoj, 12 trećoj i nijedna četvrtoj klasi srednja zaobljenost biće:

$$p = \frac{(0 \times 5 + 1 \times 15 + 2 \times 30 + 3 \times 12 + 4 \times 0) \times 25}{62} = 44.76\%$$

odnosno odgovaraće poluzaobljenim zrnima.

Izduženost - odnosno indeks izduženosti prema **Schneiderhöhn-u (1954)** predstavlja odnos najveće širine prema najvećoj dužini valutice-zrna. **Folk (1959)** je predložio da se ovaj parametar - izduženost - meri koristeći najmanju projekciju širine i dužine zrna i na osnovu indeksa izduženosti izdvojio je određene klase (Tab. 12).

Koristeći pomenutu skalu **Habakov (1957)** je dao jednačinu kojom se određuje relativna zaobljenost valutica šljunkovitih sedimenata. Uzima se 75 do 100 valutica, odnosno odlomaka približno istog sastava, koje se klasiraju na pet pomenutih klasa. Vizuelnim poređenjem valutice se izdvajaju u 5 klasa (od 0 do 4), broje se po izdvojenim klasama i koristeći sledeću jednačinu:

$$p = \frac{(0 \times n_0 + 1 \times n_1 + 2 \times n_2 + 3 \times n_3 + 4 \times n_4) \times 25}{n}$$

određuje se relativna srednja zaobljenost, gde je

Tab. 12

Klase	Indeks izduženosti
- izrazito izjednačenje širine i dužine	veće od 0.75
- izjednačenje širine i dužine	0.75 - 0.72
- poluizjednačene širine i dužine	0.72 - 0.69
- intermedijarni odnosi	0.69 - 0.66
- poluizdužena zrna	0.66 - 0.63
- izdužena zrna	0.63 - 0.60
- jako izdužena zrna	manje od 0.60

Prema Folk-u, 1965.

Morfometrija zrna ima veliku ulogu u određivanju uslova depozicije (**Krumbein i Sloss, 1963**) i korelaciji sedimenata.

Određivanje površine valutica i zrna ima veliki značaj za tumačenje sredine i uslova sedimentacije. Kakva će biti površina zrna pretežno zavisi od vrste transporta, manje od vrste materijala, stene koja ga izgrađuje ili oblika zrna.

Uglavnom na površini zrna pod uticajem različitog transporta može doći do sledećih pojava:

- poliranja površine pod uticajem transporta vetrom,
- strija na površini zrna pod uticajem transporta lednikom,
- nagrizanja površine zrna pod uticajem erozije i
- matiranja površine zrna pod uticajem transporta vodom.

Određivanje površine zrna može se vršiti pod lupom ili mikroskopom, pretežno elektronskim mikroskopom. Danas se sa sigurnošću mogu izdvojiti, na osnovu proučavanja površine zrna, sledeće sredine: plaža, eolske - dine i glacijalne kao i postdepozicione sredine koje zavise od mehaničkih i hemijskih procesa, koji su delovali za vreme erozije, transporta, depozicije i za vreme dijageneze.

Strukture karbonatnih stena prikazane su u odeljku o karbonatnim stenama a strukture drugih sedimentnih stena uglavnom se određuju u laboratorijama, te zato neće biti ovde prikazane.

3.6.2. Teksture sedimentnih stena

Pod teksturom sedimentnih stena podrazumevaju se sve karakteristike njene unutrašnje građe uslovljene odnosima komponenata u prostoru i njihovom orijentacijom.

Tekstura, kao i struktura sedimentnih stena, predstavlja jednu od najvažnijih karakteristika sedimenata. Ona ima, ne samo dijagnostički značaj, već na osnovu

proučavanja tekstura može se govoriti o uslovima nastajanja i daljim promenama sedimenata.

Teksture sedimentnih stena mogu se koristiti za:

1. Određivanje pravaca i smera paleotokova odnosno pravaca paleotransporta,
2. Određivanje donje i gornje površine sloja,
3. Interpretaciju sredine bazirane na rekonstrukciji sedimentoloških uslova kao što su dubina vode, akcije talasa, tokova i td.

Pojedini nazivi teksturnih oblika poznati su od davnina u literaturi, tako da se sa sigurnošću ne može utvrditi kada su prvi put upotrebljeni. Hall, (1843) i Dawson, (1854) opisuju pojedine teksture mehaničkog porekla, koje su nastale vučenjem. Uglavnom, makroskopsko proučavanje teksturnih oblika počinje u prvoj polovini prošlog stoleća i dostiže kulminaciju u ovom veku. Počev od druge polovine ovog veka objavljeni su mnogi radovi, u kojima su prikazani različiti teksturni oblici i u kojima se tretira pitanje njihove geneze. Izdvajaju se i pojedine škole, kao holandska, američka i poljska koje ne samo što daju opis i genetsku interpretaciju, nego postanak tekstura dokazuju i eksperimentalnim putem.

Najveći broj teksturnih oblika određuje se makroskopskim putem na terenu ali izvestan broj tekstura može biti utvrđen i mikroskopskim putem. Kao primer služi kosa slojevitost, malih razmera, koja se nekad zapaža samo pod mikroskopom. Takođe, i neki drugi teksturni oblici, kao gradaciona slojevitost može se odrediti i mikroskopskim putem (Collins, 1926) u laminama debljine od 1 mm. Krynine (1940) je mikroskopskim putem proučavao internu slojevitost u gornje devonskim pešćarima.

Česta pojava i veliki značaj teksturnih oblika uslovile su i pojavu različitih klasifikacija teksturnih oblika, od kojih se neke zasnivaju na poreklu sedimentnih tekstura ili na vremenu njihovog postanka. Uzimajući u obzir činjenicu da se teksture formiraju kao rezultat različitih akcija, Pettijohn (1949) ih je klasifikovao podelivši sve oblike na mehaničke i hemijske odnosno primarne i sekundarne.

Krumbein i Sloss (1955) zasnivaju svoju klasifikaciju na vremenu stvaranja teksturnih oblika i dele ih na singenetske i epigenetske, odnosno primarne i sekundarne, koje dalje dele na oblike pretežno fizičkog, organskog ili hemijskog porekla.

Posebnu klasifikaciju sačinio je Vassoevič (1958) i izdvojio nekoliko tipova i grupa teksturnih oblika sedimentnih stena:

1. Na osnovu vremena stvaranja: a. *singlifi* - prvobitni oblici nastali jednovremeno sa stvaranjem sedimenata (tragovi talasanja, orijentacija klastičnog materijala i organskih ostataka, interna slojevitost, različiti negativni hijeroglifi i dr.); b. *diaglifi* - rano ili kasno dijagenetski oblici (oblici spiranja, tragovi kliženja i utiskivanja, pukotine isušivanja, biogeni tragovi); c. *kataglifi* - teksture koje se stvaraju u zoni katageneze; d. *metaglifi* - teksture koje se stvaraju u zoni u kojoj sedimentne stene dobijaju određene karakteris-

tike metamorfnih stena: e. *hiperglifi* - teksture koje se stvaraju pri raspadanju stena.

2. na osnovu načina formiranja: a. *biogene* i b. *abiogene* teksture;
3. na osnovu položaja u sloju: a. *unutrašnje* teksture (*endoglifi*); b. u sloju (*pejroglifi*) i c. *spoljne* teksture - na površinama slojevitosti (*egzoglifi*).

Selley (1976) se služi klasifikacijom sedimentnih teksturnih oblika po kojoj se one prvo dele na primarne-fizičke i sekundarne-hemijske. Pri tome pod primarnim podrazumeva one koje nastaju za vreme ili neposredno posle depozicije sedimenata, a pod sekundarnim one koje nastaju posle sedimentacije i to su uglavnom hemijskog porekla. Primarne kasnije deli na anorganske i organske (Tab. 13).

Tab. 13

KLASIFIKACIJA TEKSTURNIH OBLIKA		
PRIMARNI -fizički-	neorganski	orijentacija kosa slojevitost tragovi talasanja i dr.
	organski tragovi životne aktivnosti	
SEKUNDARNI -hemijski-	dijagenetski konkreције i dr.	

Dalja podela je izvršena kod primarnih, neorganskih teksturnih oblika na određene grupe koje su zasnovane na morfologiji i vremenu njihovog formiranja, to su:

1. predepoziciona, 2. sindepoziciona, 3. postdepoziciona i 4. druge (Tab. 14).

Prema ovoj klasifikaciji prva grupa teksturnih oblika je *predepoziciona* u odnosu na sloj koji ih prekriva. Tu se uglavnom javljaju oblici nastali erozionom snagom tokova koji se javljaju na površinama slojevitosti sedimenata te im odgovara i naziv *spoljašnji* teksturni oblici ili *teksture dna (bottom structures)*, pošto su uglavnom vezani za donje površine slojevitosti. Druga grupa je vezana za sloj, to su oblici koji se javljaju unutar sloja (*unutrašnji*). Treća grupa deformacionih oblika vezana je za *deformaciju* kako spoljašnjih tako i unutrašnjih oblika. Četvrta grupa obuhvata one teksturne oblike koje je teško logički svrstati u neku od pomenutih grupa.

Tab. 14

Klasifikacija primarnih, neorganskih teksturnih oblika		
Grupa	Primeri	Poreklo
1. Predepozicionih	Kanali; otisci tragova ubadanja, zabadanja, tečenja, vučenja i dr.	pretežno eroziono
2. Sindepozicionih	masivna, lineacija, kosa slojevitost, laminacija (paralelna, gradaciona, talasasta)	pretežno depoziciono
3. Postdepozicionih	kliženje, ručevanje, utiskivanje, kon- volucija i dr.	pretežno deforma- ciono
4. Drugih teksturnih oblika	pukotine isušivanja, otisci kišnih kapi, peščani i neptunski dajkovi i dr.	

3.6.2.1. Predepozicioni teksturni oblici - spoljašnji teksturni oblici mehaničkog porekla

Teksturni oblici mehaničkog poprekla ili, kako ih nazivaju poljski autori **Dzulynski, Slaczk, Radomski i dr.** neorganski hijeroglifi, ulaze u grupu spoljnih teksturnih oblika tj. oblika koji se javljaju na površinama slojevitosti sedimenata. Oni takođe odgovaraju i predepozicionim oblicima (**Selley, 1976**). Među njima moguće je izdvojiti nekoliko grupa, kao što su teksturni oblici nastali tokovima, mehaničkim utiskivanjem i podvodnim kliženjem. Navedeni teksturni oblici mehaničkog porekla naročito se često sreću na površinama slojevitosti peščara i alevrolita koji ulaze u sastav flišnih serija.

3.6.2.1.1. Teksturni oblici nastali tokovima

Prema **Dzulynskom i Sandersu (1962)** teksturni oblici nastali tokovima mogu se podeliti na dve grupe: prva koja nastaje direktno spiranjem-erozijom i druga koja je izazvana predmetima koje su tokovi nosili.

Danas se smatra da je većina mehaničkih teksturnih oblika, nastalih tokovima, vezana za turbiditne tokove, suspenzione tokove turbulentnog kretanja koji mogu nastati na više načina i u čijem se razviću mogu razlikovati nekoliko stadijuma.

Poseban značaj za razradu teorije o turbiditnim (mutnim) tokovima imali su **Kuenen, Lombard, Ksiazkiewicz, Bouma i dr. Kuenen i Migliorini (1950)** prvi su primenili ovu teoriju na flišne basene.

Bouma (1962) izdvaja predpostavljene stadijume razvića flišnog basena, a sa tim i turbiditnog toka, od njegovog nastanka do deponovanja materijala, odnosno stadijuma sedimentacije u flišnomg basenu i to od stadijuma A do stadijuma E (Sl. 54.).

Dimitrijević i koautori (1967) dopunili su pomenute stadijume sedimentacije sa stadijumom F.

Basen u kome se deponuju flišni sedimeni predstavlja relativno uzan i dug negativan oblik koji se karakteriše stalnim negativnim kretanjem u vertikalnom smislu. Kordiljera, oblast pozitivnog vertikalnog kretanja, izdvojena je od basena relativno plitkovodnim pragom na kome se vrši koncentracija produkata erozije kordiljera.

Pod uticajem različitih mehanizama deponovani sedimenti dolaze u nestabilan položaj i gravitacijom bivaju povučeni niz padinu i odsek u basen. Mehanizmi koji dovode do nestabilnog stanja prvobitno deponovanih sedimenata mogu biti različiti kao što su: cunami, uragani, trusovi, jaki udari talasa, vulkanizam, preopterećenost sedimenata i dr. Područje prvobitne sedimentacije označava **stadijum A**.

U **stadijumu B** sedimenti počinju da klize niz padinu, prvo lagano, a zatim sve brže sa povećanjem sadržaja vode, a i usled gravitacije i povećanja nagiba padine. Turbulencija još nije izražena. Veće mase sedimenata klize skupa stvarajući podvodna klizišta. U **stadijumu C** celokupna masa sedimenata još nije u potpunosti izmešana sa vodom, previše je razvodnjena da bi klizila, a još nije dovoljno turbulentna da bi dala tipične turbiditne tokove te kao gusta vlažna masa teče niz padinu u basen. Sedimenti taloženi u ovom stadijumu su negradirani i u sitnozrnoj masi nalaze se, relativno homogeno, raspoređeni krupni odlomci - naslage "sediment-flow", "grain, debris, mud-flow" odnosno "fluksoturbiditi" **Dzulynskog**.

Stadijum D predstavlja najvažniju fazu taloženja tipičnih turbidita. Gusti suspenzioni tokovi imaju izražen turbulenti karakter i kreću se pod uticajem gravitacije, prvo podmorskim kanjonima i kanalima uz kasnije bočno širenje. Pri kretanju se razvija specifična uzdužna anatomija sa glavom, telom i repom. U glavi, karakterističnog oblika i hidrauličkog ponašanja, je najgušća suspenzija sa najvećom erozionom moći. Fluid i sediment kreću se napred i naviše kroz glavu, i delom gubeći se, cirkulišu prema njenom zadnjem kraju. Krupnija zrna se vraćaju u tok, dok finija grade fini oblak koji biva odnešen vučenim slojem fluida. Glava je u planu razuđenog oblika, sa lokalnim divergencijama smerova kretanja. Glava pri svom kretanju eroduje dno basena ili masom suspenzije ili predmetima koje nosi, formirajući tako erozione tragove koji se ispunjavaju materijalom iz samog toka i tako bivaju očuvani i konzervisani u obliku otisaka. Telo toka ima uniforman ravan tok. Mešanje sa fluidom iznad njega stvara vučeni sloj sa niskom koncentracijom sedimenata. Usled inercije taj sloj može nastaviti da se kreće i kada telo prođe i moguće je da se iz njega deponuje nešto sedimenata i da on preraduje gornji deo tvorevine tela i repa u toku. Depozicija iz tela vrši se dok glava još deluje eroziono. U repu se tok rapidno razređuje i smanjuje, a razmak od tela niz tok se povećava. U ovom stadijumu dolazi do vertikalnog i horizontalnog gradiranja sedimenata po veličini zrna kao i do formiranja tipičnih turbiditnih tekstura.

Pošto se u stadijumu D izvršilo glavno taloženje sedimentnog materijala, u **stadijumu E** preostali deo neistaloženog materijala, koji je i najsitnozrniji, istaložava se dajući tkz. distalne turbidite. **Stadijum F** ne daje više tipične produkte turbiditnih

tokova, već tkz. laminite, koji se karakterišu ostrim prelazom između lamina sa krupnozrnijim i preovlađujućim sitnozrnijim materijalom.

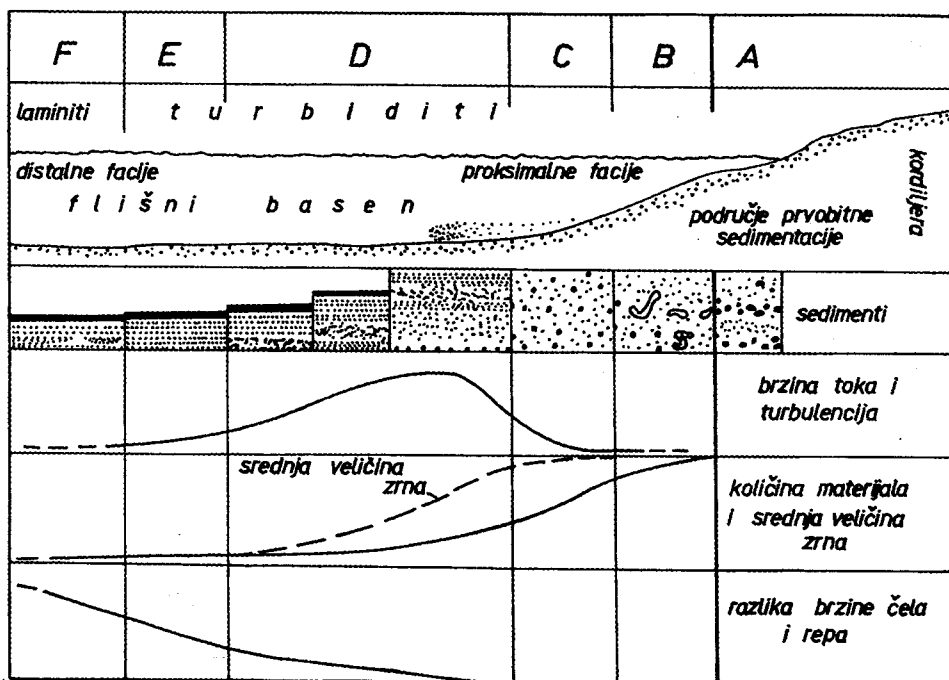
Uporedno sa taloženjem klastičnog materijala vrši se i vrlo sporo taloženje pelaških sedimenata. Čisti pelaški sedimenti se obično javljaju u intervalu između dva turbiditna toka.

Najveći broj teksturnih oblika koji su nastali pod uticajem tokova vezan je za stadijum D i E kada dolazi do obrazovanja turbidita.

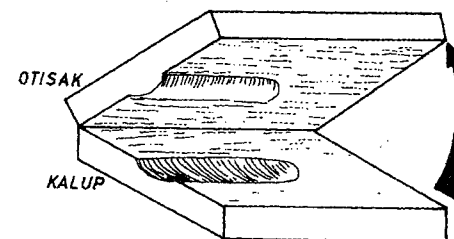
3.6.2.1.1 Erozioni teksturni oblici

Predepozicioni teksturni oblici javljaju se na površinama slojevitosti i nastaju pre depozicije povlatnog sloja erozionom snagom turbiditnih tokova. Kod ovih teksturnih oblika potrebno je razlikovati konkavna udubljenja koja predstavljaju kalupe i konveksne oblike koji predstavljaju otiske pomenutih oblika i koji se zato javljaju na donjim površinama slojevitosti (Sl. 55.). To su otisci tragova tečenja, vučenja, vrtloženja, zaprečavanja, usecanja, otiranja, zadiranja, kotrljanja, zatim otisci uzdužnih brazdi i erozioni kanali.

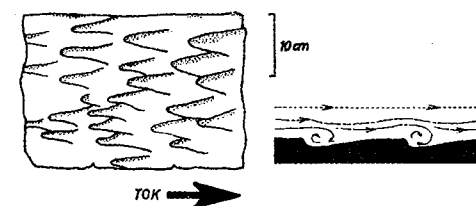
Na nekonsolidovanim sedimentima ove se teksture ne mogu sačuvati, čime se objašnjava i odsustvo tekstura u savremenim turbiditnim peskovima okeanskih basena.



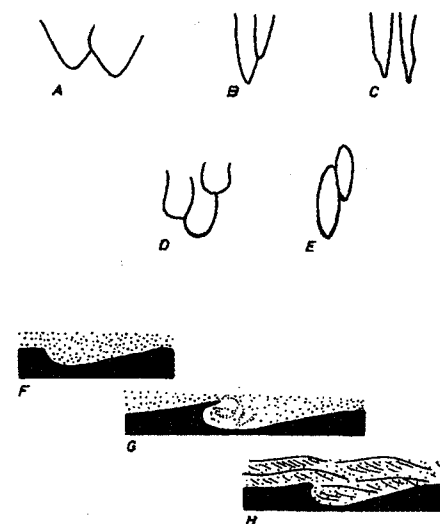
Sl. 54 - Stadijumi sedimentacije u flišnom basenu, Bouma, 1962, sa dopunom Dimitrijević i koautori, 1967.



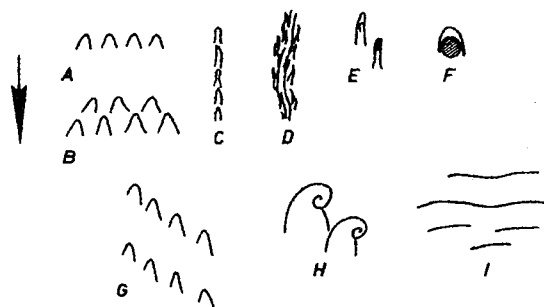
Sl. 55 - Kalup i otisak teksturnog oblika. Selley, 1976.



Sl. 56 - Otisci tragova tečenja u ravni i u preseku, gde se vidi i način obrazovanja.

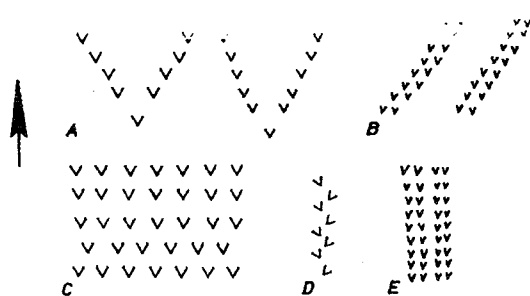


Sl. 57 - Otisci tragova tečenja; u ravni A-E i u preseku F-H. A - trouglasti, B. i C - jezičasti, D - okruglasti, E - izduženi simetrični. F - normalni, G - ispunjena sa vrtloženjem i H - ispunjena sa kosom laminacijom, Dzulyński & Walton, 1965.



Sl. 58 - Različiti oblici otisaka tragova tečenja. A,B,G - jezičasti; C,D,E - vretenasti; F - polumesečasti, H - svrdlasti; I - transverzalni. Dzulyński & Sanders, 1962.

Često se javljaju u nepravilnim ili pravilnim grupama različitog oblika (Sl. 59.).



Sl. 59 - Različiti oblik grupisanja otisaka tragova tečenja u ravni. A - oblik slova V; B - ešalonirani, C - transverzalni; D - cik-cak i E - uzdužni, Dzulyński & Sanders, 1962.

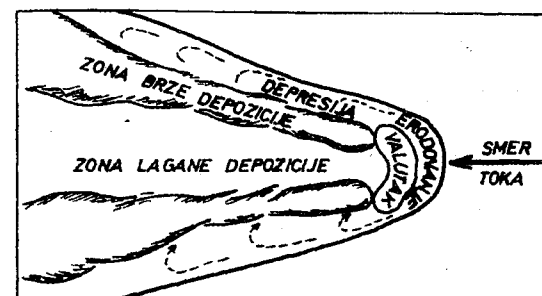
Direkciono polarni su oblici, koji ukazuju na pravac i smer paleotoka odnosno pravaca prinosa materijala.

Vrlo su česti oblici, konstatovani u turbiditima flišnih i drugih basena u svetu i u našoj zemlji (mezozojski i kenozojski fliševi).

Otisci tragova zaprečavanja

Ovi otisci predstavljaju ispuččenja polumesečastog, potkovičastog, izduženog ili asimetričnog oblika sa udubljenjem u sredini. Najčešće su centimetarskih dimenzija. U zavisnosti od brzine i turbulencije toka mogu se razlikovati dva tipa. U blizini nekog predmeta, obično šljunka ili fragmenata školjki, dolazi do povećanja energije toka, a samim tim i do povećanja erozije moći toka. Zaobilazeći predmet, linije toka se dele na dva dela koji se šire u smeru toka, stvaraju vrtloge koji eroduju dno i odmah zapunjavaju krupnijim sedimentom. Kod malih brzina dejstvo erozije koncentriše se iza predmeta, a kod većih brzina iza predmeta se nagomilavaju krupnija zrna dajući tkz. peščane senke. Kod vrlo velikih brzina ispred predmeta može nastati polumesečasto udubljenje koje se takođe zapunjava krupnozrnijim materijalom.

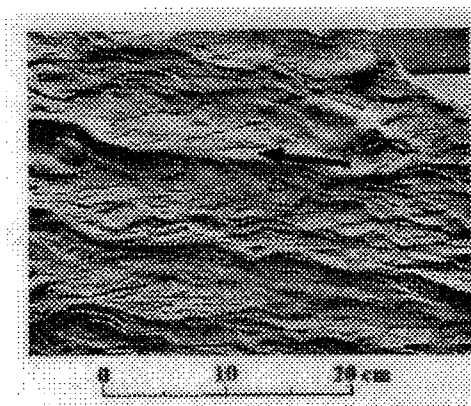
Direkciono polarni su ukazujući na pravac i smer toka, mada se u nekim slučajevima smer teško može odrediti. Javljaju se na savremenim sedimentima plaža i u koritima povremenih tokova. Retki su u fosilnim naslagama (Sl. 60.).



Sl. 60 - Otisak tragova zaprečavanja toka. Collinson & Thompson, 1982.

Otisci tragova slivanja

Otisci tragova slivanja predstavljaju plitka razgranata ispuččenja "brazde slivanja" koja se najčešće granaju u pravcu smeru toka. Podsećaju na pojedine vrste tragova tečenja. Milimetarskih su veličina, pretežno oko 5 mm. Nastaju erozionim dejstvom turbiditnog toka ali se javljaju i u peskovima plaža. Česti su oblici u turbiditima flišnih basena različite starosti. Najčešće su direkciono polarni oblici mada u nekim slučajevima određivanje smeru nije sigurno.



Sl. 61 - Otisci tragova slivanja. Dzulyński & Sanders, 1962.

Otisci tragova vrtloženja

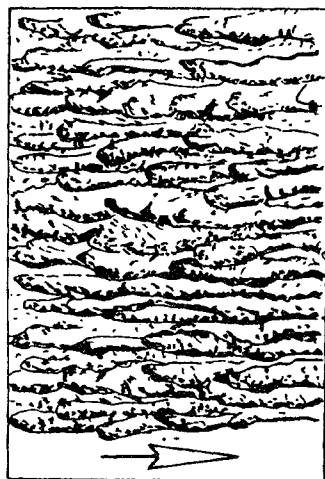
Ispupčeni spiralni ili pogačasti oblici nastali su erozijom muljevitog dna basena pod uticajem turbulentnog toka. Formirana udubljenja se odmah zapunjavaju materijalom toka, te u poprečnom preseku pokazuju izraženu gradacionu slojevitost. Veličina im varira od 6-20 cm. Poznati su kod nas samo u sedimentima trijaskog fliša Crne Gore (Dimitrijević i koautori, 1962/63).



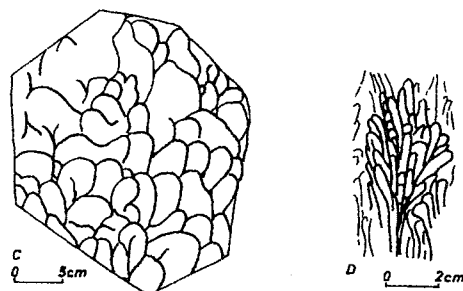
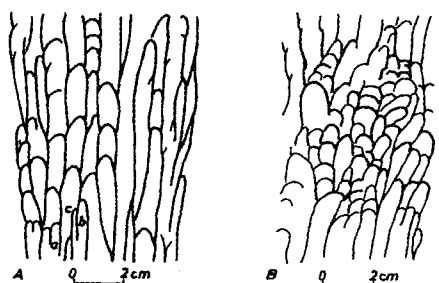
Sl. 62 - Otisci tragova vrtloženja.
Dimitrijević i koautori, 1967.

Otisci uzdužnih brazdi i grebena

Predstavljaju sistem blisko postavljenih kontinuiranih grebena odvojenih uskim brazdama, koji prekrivaju donje površine slojevitosti (Sl. 63, Sl. 64). Uzdužni presek grebena je talasast a pri utiskivanju žljebovi mogu dobiti oblike glinenih jezičaka koji imaju istosmernu orijentaciju i liče na o.t. tečenja. Širina grebena je pretežno 3 -50 mm. Pojedini autori njihov nastanak vezuju za postdepozicioni stadijum, dok većina ih vezuje za turbiditne tokove.



Sl. 63 - Otisci uzdužnih brazdi.
Dzulynski & Walton, 1965.



Sl. 64 - Različiti tipovi otisaka uzdužnih brazdi i grebena. A - izduženi normalni oblici, B - isto samo razbijeni u oblike koji podsećaju na o.t. tečenja, C - krljušasti, D - "Fleur-de-lys". Craig & Walton, 1962.

Kupusni list

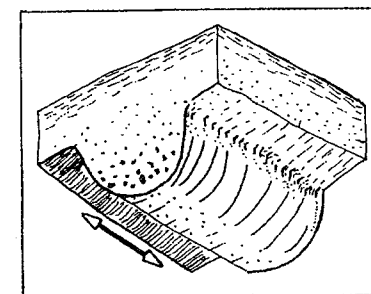
Redak teksturni oblik koji podseća na list kupusa, veličine do 1 m (Sl. 65.). Postoji veći broj objašnjenja geneze ovog oblika, od plastičnog tečenja nekonsolidovanog sedimenta dna pod dejstvom kretanja suspenzije iznad do kretanja suspenzije preko istaloženog materijala uz tonjenje zrna kroz nekonsolidovani mulj.

Erozioni kanali

Predstavljaju izdužena ispupčenja na donjim površinama slojevitosti (Sl. 66.). Dužina, širina i visina kanala može da varira. Širina može da iznosi nekoliko dm do nekoliko metara, u retkim slučajevima i do stotine metara, pa čak i kilometara. Visina odnosno dubina kanala je manja ali u nekim slučajevima može da se meri stotinama metara. U unutrašnjem delu kanala najčešće se javlja gradaciona slojevitost, a nekad i kosa slojevitost. Formiranje kanala je izazvano linearnom erozijom fluidnog toka a potpomognuto je korozijom koju vrši nošeni materijal. Padine kanala često pokazuju tekstuure klizanja (ručevanja).



Sl. 65 - Kupusni list. Ten Haaf, 1959.



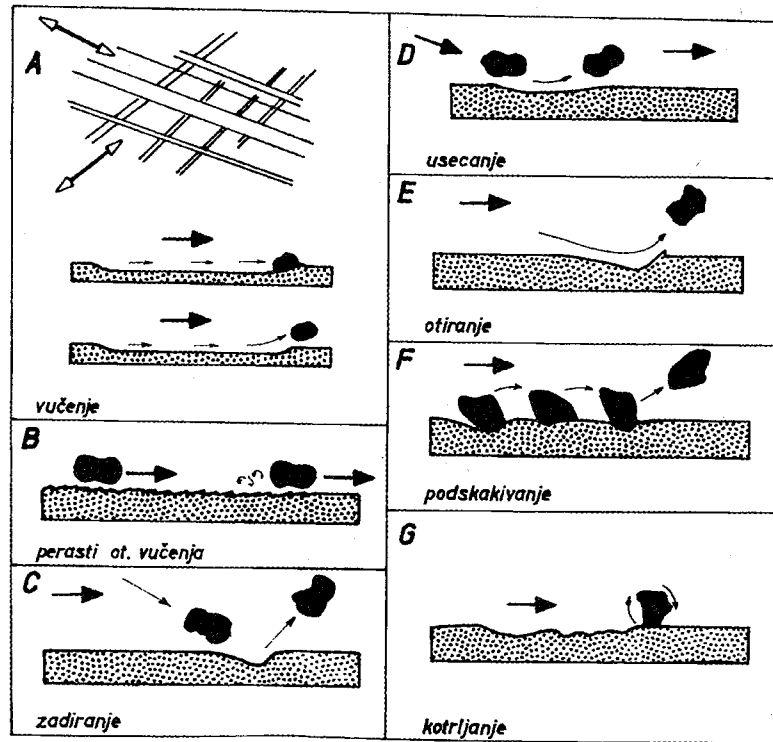
Sl. 66 - Erozioni kanal. Dimitrijević i koautori, 1967.

Najbolje proučeni kanali su vezani za fluvijalni sistem, bilo recentni ili fosilni.

Erozioni kanali imaju i ekonomski značaj. Sedimenti u njima mogu biti rezervoari za naftu, gas i vodu a takode mogu sadržati i rudna tela najčešće tipa rasipa (placera).

3.6.2.1.1.2. Teksturni oblici - tragovi predmeta

Različiti predmeti nošeni tokovima preko muljevitog dna basena ostavljaju za sobom različite tragove u zavisnosti od vrste nošenog predmeta, načina transporta i prirode dna basena. Osnovne vrste ovih teksturnih oblika prikazane su na sledećoj slici (Sl. 67.).



Sl. 67 - Osnovni oblici tekstura nastalih kao tragovi predmeta. A - Otisci tragova vučenja; B - perasti ot. vučenja; C - ot. zadiranja; D - ot. usecanja; E - ot. otiranja; F - ot. podskakivanja i kotrljanja; G - ot. kotrljanja. Chamley, 1987.

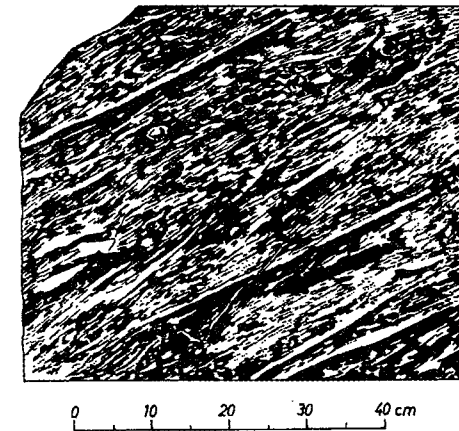
Otisci tragova vučenja

U ovoj grupi teksturnih oblika otisci tragova vučenja su najčešći oblici. Predstavljani su dugačkim tankim ispupčenjima, koja su pretežno paralela među sobom ili se nekad seku pod uglom od oko 30° , ili pak, mada ređe, stoje normalno jedan u odnosu na drugi. U zavisnosti od vrste vučenih predmeta (fragmenti različitih stena, drveta, školjaka i dr., šljunak, pesak i dr.) menja se širina i visina ispupčenja.

U specijalnu grupu ovih tragova ulaze otisci koji nastaju vučenjem i neznatnim kliženjem zrna i fragmenata (Vasoević, 1953). U slučajevima kada su predmeti, nošeni turbiditnim tokom, bili vučeni preko muljevite podloge prekrivene tankim glinenim filmom obrazuju se perasti otisci tragova vučenja. U zavisnosti od vrste predmeta oni mogu biti nezasečeni, naborani ili zasečeni.

U flišnim sedimentima različite starosti u našoj zemlji, na donjim površinama peščara i alevrolita, konstatovani su brojni otisci tragova vučenja, koji najčešće predstavljaju tanka ispupčenja različite dužine, od nekoliko cm do nekoliko dcm.

Otisci tragova vučenja su direkcioni a perasti otisci tragova vučenja direkcioni i u većini slučajeva i polarni (Sl. 68., Sl. 69.).

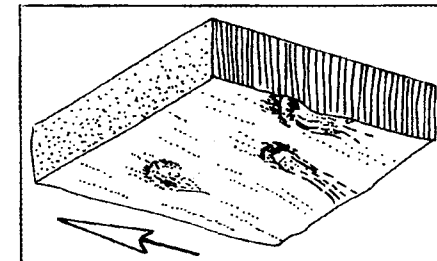


Sl. 68 - Otisci tragova vučenja i kotrljanja. Dzulynski & Sanders, 1962.



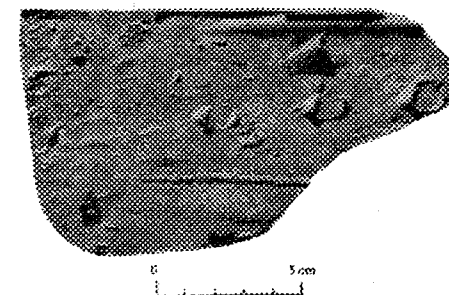
Sl. 69 - Perasti ot. vučenja. Dzulynski & Sanders, 1962.

Otisci tragova otiranja



Sl. 70 - Otisci tragova otiranja. Dimitrijević i koautori, 1967.

Otisci tragova zadiranja



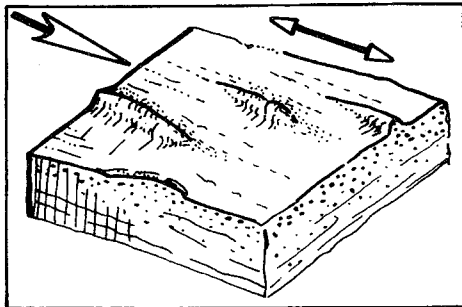
Sl. 71 - Otisci tragova zadiranja, vučenja i kotrljanja. Dzulynski & Sanders, 1962.

Ovi oblici predstavljaju izdužene plitke depresije okrenute u pravcu toka. Ulazni deo je tanji i slabije izražen od izlaznog koji je dublji. Nastaju kada suspenzioni turbulenti tok dodiruje dno pa se naglo udalji. Izduženi predmet obično je iskošen u pravcu toka (Sl. 70 i Sl. 67/E.). Tekstura je direkciona i polarna.

Tekstura je predstavljena kratkim i uskim asimetričnim ispupčenjima sa tankim ostrim reljefnim ulaznim krajem i debljim izlaznim krajem, podsećajući na klin manjih dimenzija.

Nastaju kada suspenzija nosi izdužene predmete koso orijentisane, sa nižim krajem u smeru toka. Tekstura je direkciona i polarna (Sl. 71, Sl. 67/C).

Otisci tragova usecanja

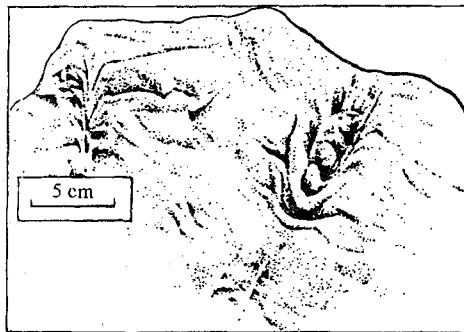


Sl. 72 - Otisci tragova usecanja. Dimitrijević i koautori, 1967.

Na donjim površinama slojevitosti, kao i svi oblici ove grupe, mogu se javiti kratka, polusočivasta linearna ispupčenja koja odgovaraju otiscima tragova usecanja. Oblik nastaje dodirrom dna predmetima koji lebde u suspenziji, a dodiruju dno u kratkim i nepravilnim razmacima tokom transporta saltacijom.

Ova tekstura je direkciona, nepolarna osim kada je izlazni kraj nešto deblji.

Perasti otisci tragova otiranja

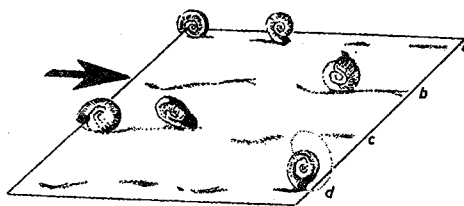


Sl. 73 - Perasti otisci tragova otiranja. Dimitrijević i koautori, 1967.

Ova tekstura odgovara kolenastim ispupčenjima na donjoj površini slojevitosti, sa polumesečastim udubljenjem na nizvodnom kraju. Dužina i visina oblika je cm dimenzija. Nastaje kada predmet nošen suspenzijom lagano dodiruje koherentno dno basena nabirajući površinu

Tekstura je direkciona polarna, gde deblji kraj oblika pokazuje smer toka.

Otisci tragova kotrljanja



Sl. 74 - Otisci tragova kotrljanja. Shematski prikaz nastanka o.t. kotrljanja. Seilacher, 1963.

Niz kratkih otisaka predmeta poredanih uzdužno na skoro istim rastojanjima po jednoj liniji odgovara ovom obliku. U zavisnosti od vrste kotrljanog predmeta (ribljeg pršljenja, ljuštura organizama i dr.) turbiditnim tokovima zavisi oblik ove teksture. Tekstura je direkciona nepolarna (Sl. 74, Sl. 67/G).

3.6.2.1.1.3. Tragovi talasanja

Tragovi talasanja, kao posebni teksturni oblici vezani za gornje površine slojevitosti mogu nastati pod uticajem tokova i talasa. Najčešće se javljaju na gornjim površinama nekohezivnih sedimenata mada se mogu sresti i na muljevitim sedimentima. Spadaju u najčešće teksturne oblike recentnih sedimenata i sedimenata iz geološke prošlosti. Oblici i veličina ovih tekstura jako variraju.

Tragovi talasanja imaju vertikalni profil, sastavljen od brega i udoljice - korita, koji je paralelan toku. Kod tragova talasanja mogu se razlikovati: dužina talasa, koja odgovara rastojanju između najnižih tačaka korita (udoljice) sa obe strane brega; visina talasa - vertikalno rastojanje između najviše tačke brega i linije koja spaja korita; strma padina; blaga padina (Sl. 75.).

Za objašnjenje talasa koriste se različiti indeksi. Vertikalni indeks odnosno indeks talasa koji je jednak odnosu dužine prema visini talasa tj.

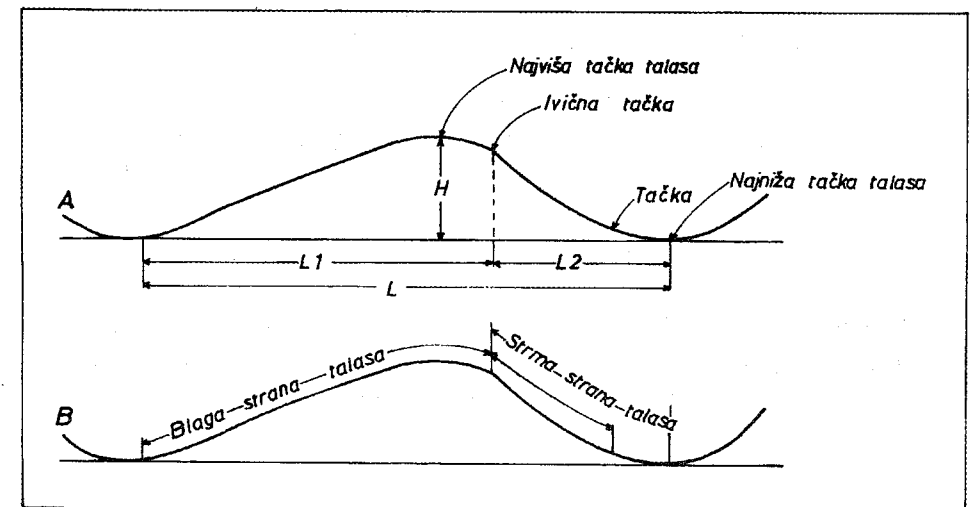
$$T = D/V \text{ odnosno } R = L/H$$

Pošto talasi odnosno tragovi talasanja mogu biti simetrični ili asimetrični koristi se i indeks simetrije talasa koji odgovara odnosu horizontalne projekcije blago nagnute strane i horizontalne projekcije strmo nagnute strane tj.

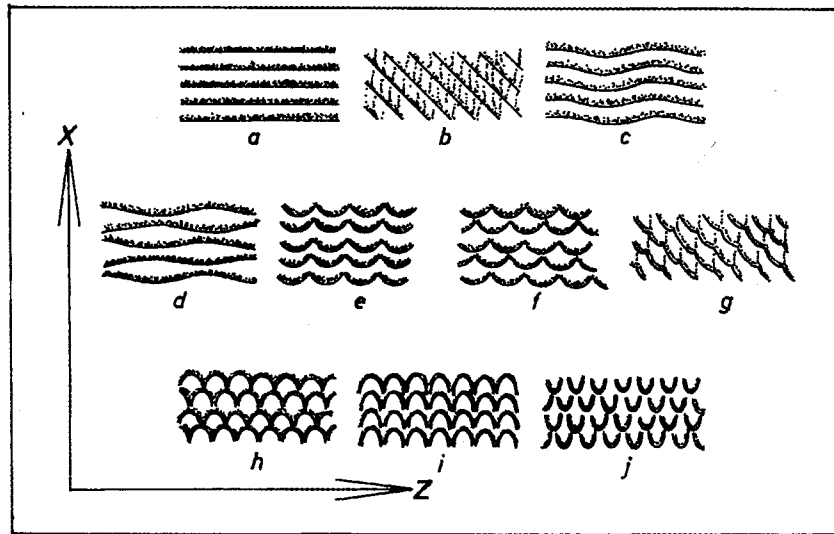
$$TS = D_1/D_2 \text{ odnosno } RS = L_1/L_2$$

Kod detaljnog proučavanja talasa mogu se izračunavati i drugi indeksi kao indeksi paralelnosti, kontinuiteta i dr.

Dalje raščlanjavanje tragova talasanja može se vršiti na osnovu prirode brega koji mogu biti talasasti, jezičasti, kopljasti, polumesečasti, pravolinijski i dr. (Sl. 76.).

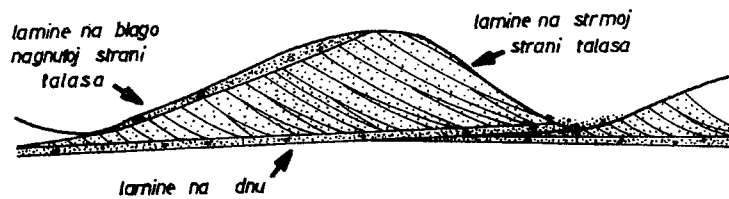


Sl. 75 - Profil talasa paralelan toku. $H = V$ - visina talasa, $L = D$ - dužina talasa.



Sl. 76 - Različiti oblici tragova talasanja, prikazani u ravni: a. pravolinijski transverzalni; b. pravolinijski kosi; c, d. sinusoidni transverzalni; e, f. transverzalni lančani; g. kosi lančani; h, i. lingoidalni; j. polumesečasti. Allen, 1968.

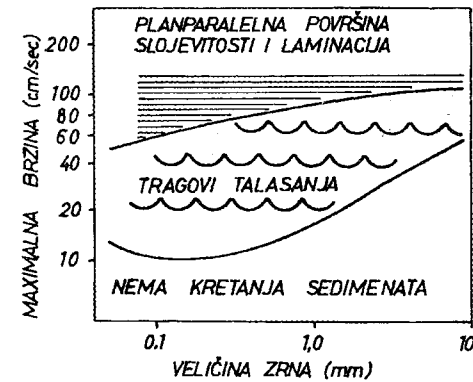
Unutrašnja građa tragova talasanja može biti predstavljena jednom ili sa više lamina na blagoj strani talasa, mnogim kosim laminama i sa više ili jednom laminom paralelnom sa podinom (Sl. 77.). Karakteristično je da je građa ista kako kod malih tako i kod mega tragova talasanja.



Sl. 77 - Interna građa dobro razvijenog talasa. Allen, 1968.

O obliku i građi lamina govoriće se u poglavlju o internim oblicima slojevitosti.

Tragovi talasanja mogu biti simetrični ili blago asimetrični na nekohezivnoj površini. Na njihov oblik utičaće pored brzine i veličina zrna (Sl. 78.).



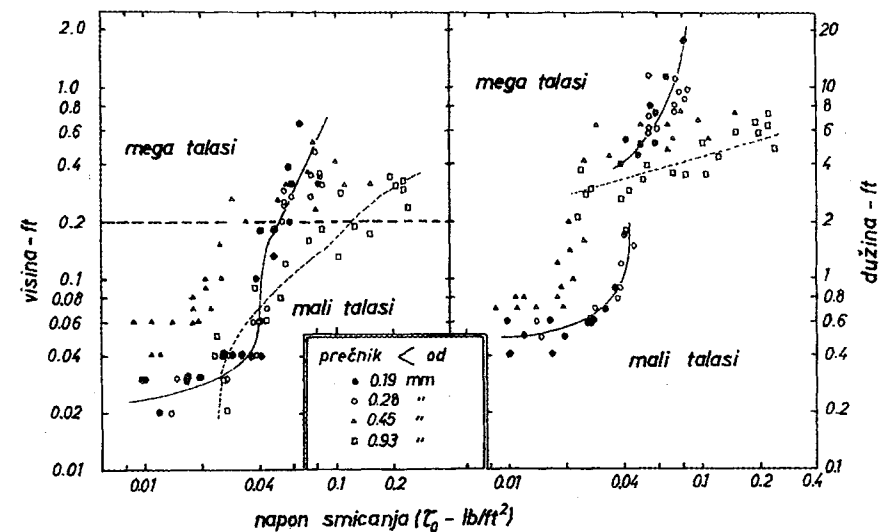
Sl. 78 - Polje stabilnosti tragova nastalih pod uticajem talasa u odnosu na brzinu i veličinu zrna. Tragovi iščezavaju kod brzina koje prelaze 90cm/sec. Allen, 1970 sa modifikacijom Reineck & Singh, 1973.

Dužina tragova talasanja, nastalih radom talasa, kod simetričnih oblika kreće se od 0.9 do 200 cm a visina od 0.3 do 23 cm. Indeks talasa varira od 4 do 13, pretežno iznosi 6-7. Kod asimetričnih talasa dužina varira od 1.5 do 105 cm a visina od 0.3 do 20 cm. Indeks talasa varira između 5 i 16, pretežno iznosi 6-8. Indeks simetričnosti kreće se u granicama od 1.1 do 3.8.

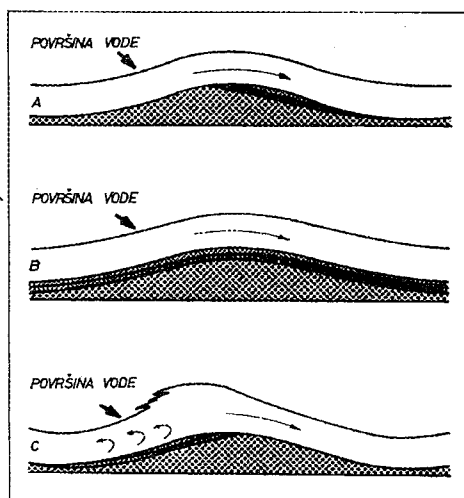
Tragovi talasanja nastali radom tokova prema morfologiji i veličini mogu se izdvojiti na četiri grupe: mali, mega, gigantski tragovi i antidine (Reineck & Singh, 1973). Koji će od pomenutih oblika biti formiran zavisi, prema Allen-u (1968) od veličine zrna i smicajnog napona (shear stress) (Sl. 79.).

Mali tragovi talasanja prema obliku brega mogu biti izdvojeni kao talasasti, undulatorni, lingoidalni i romboidalni. Mega tragovi kao talasasti, undulatorni, mesečasti, lingoidalni i romboidalni. Gigantski tragovi su duži od 30 m odnosno njihova dužina varira od 30 do 1000 m a visina od 1.5 do 15 m. Indeks talasa varira od 30 do 100.

Antidine, koje će biti razmatrane i kasnije, su talasastog oblika i formiraju se pretežno na slobodnim površinama toka, u uslovima brzog toka. Depozicija je kontinuirani proces u njima, a interna građa nije dobro razvijena. Depozicija se prema Kennedy, 1961 i Allen-u, 1966, može vršiti na tri načina (Sl. 80.).



Sl. 79 - Visina i dužina talasa kao funkcija veličine zrna i smicajnog napona. Allen, 1968.



Sl. 80 - Shematski prikaz tri vrste depozicije antidina. A - Slabo razvijene lamine na padini talasa okrenutoj niz tok; B - lamine prekrivaju kompletne antidine i C - lamine nagnute nasuprot toku. Tip C je najčešći i javlja se kada se antidine kreću uz tok i kidaju. **Reineck & Singh 1973.**

Prema **Reineck, Singh & Wunderlich-u (1971)** moguće je izvršiti klasifikaciju tragova talasanja a na osnovu njihovog oblika i veličine (Tab. 15).

Tab. 15

Oblik talasa	simetrija	geneza
mali, manji od 0.6 m	simetrični	mali nastali talasima
	asimetrični	mali, nastali talasima i tokovima
veliki, 0.6 - 30 m	simetrični	mega, nastali talasima
	asimetrični	mega, nastali talasima mega transferzalni, nastali tokovima
gigantski, veći od 30 m	simetrični	nastali tokovima
	asimetrični	

Isti autori dali su i genetsku klasifikaciju tragova talasanja na kojoj su prikazane karakteristike talasa (Tab. 16).

Tab. 16

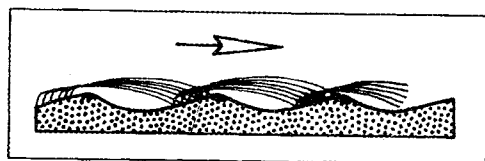
TRAGOVI TALASANJA NASTALI TOKOVIMA						
Ime	oblik	parametri	indeks	simetrija	interna građa	
mali	pravolinijski	D = 4-60 cm	veći od 5	asimetrični	konkordantna	
	undulatorni				diskordantna	
	lingoidalni	V = do 6 cm	8 - 15		uzlazni	
mega	pravolinijski	D = 0.6 - 30 m	veći od 15	asimetrični	konkordantni	
	undulatorni				diskordantni	
	mesečasti	V = 0.06 -1.5 m				
	lingoidalni					
gigantski	pravolinijski	D = 30 - 1000 m	veći od 30	asimetrični	diskordantni	
	undulatorni					
	bifurkacioni	V = 1.5 - 15 m	do 100			simetrični
antidine	pravolinijski	D = 0.01 - 6 m V = 0.01 - 0.45m		simetrični	diskordantni konkordantni uzlazni	
TRAGOVI NASTALI TALASIMA						
simetrični	pravolinijski	D = 1 -200 cm	4 - 13	simetrični	diskordantni	
	bifurkacioni	V = 0.3 - 22.5 m	6 - 7		konkordantni uzlazni	
asimetrični	pravolinijski	D = 1.5 - 105 cm	5 - 16	asimetrični		
	bifurkacioni	V = 0.3 - 19.5 cm	6 - 8			
TSI=1.1-3.8						

Pored pomenutih oblika tragova talasanja izdvajaju se i oblici nastali vetrom kao i kombinovani oblici nastali talasima i tokovima.

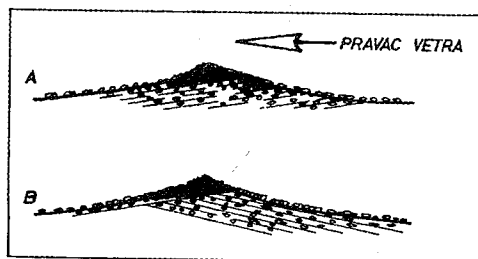
Tragovi talasanja nastali vetrom

Ovi tragovi se obrazuju akcijom vetra na nekohezivni materijal. Pod uticajem snage vetra zrna peska se transportuju saltacijom a krupnija zrna, vučenjem, kotrljanjem. Pojedini autori izdaju dve vrste tragova, nastalih u peskovitom i šljunkovitom materijalu. Oblici u peskovitim sedimentima su pravolinijski, slabo bifurkovani sa dužinom talasa koji iznosi 2.5-25 cm i visinom 0.5-1.0 cm. Indeks talasa kreće se od 10 do 70, nekad je i veći. Asimetrični su. Karakteristično je da dolazi do koncentracije nešto krupnijih zrna oko brega talasa (Sl. 81.).

Kod šljunkovitih sedimenata oblici tragova talasanja su pravolinijski ili liče na barhane, dužina talasa je 25 cm do 20 m a visina 2.5-60 cm. Indeks talasa se kreće od 12 do 20. Oblici su asimetrični. Na bregu talasa dolazi do koncentracije šljunkovitog materijala (Sl. 82.).



Sl. 81 - Tragovi talasanja u peskovitom materijalu. Pod uticajem vetra zrna peska se pomeraju saltacijom. Reineck & Singh, 1973.



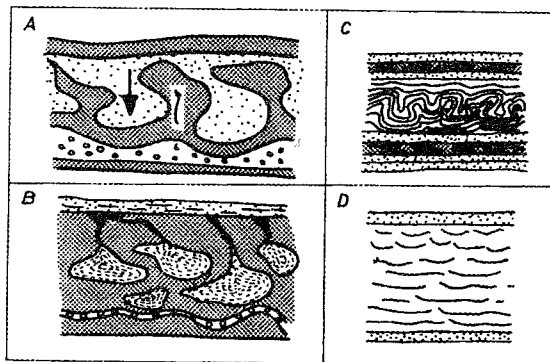
Sl. 82 - Koncentracija šljunkovitog materijala na vrhu brega talasa. Reineck & Singh, 1973.

3.6.2.2. Postdepozicioni teksturni oblici - pretežno deformacioni

Ova grupa teksturnih oblika nazvana je postdepoziciona pošto se oblici formiraju posle istaložavanja sedimenta, bilo neposredno po istaložavanju ili kasnije. Prema Selley-u (1975) ova grupa se može podeliti u zavisnosti od pravaca kretanja na dve grupe: 1. u kojoj preovlađuju vertikalna kretanja - tu ulaze oblici: mehaničkog utiskivanja, obrnutog utiskivanja, pseudo - nodule, konvolucija; deformacije su plastične i 2. u kojoj preovlađuju horizontalna kretanja - tu ulaze teksture raskidanja i kliženja.

Takođe se, kod opisa ovih teksturnih oblika, mora voditi računa i o mestu pojavljivanja oblika što u gornjoj klasifikaciji nije uzeto u obzir. Na donjim površinama slojevitosti javljaju se teksture mehaničkog utiskivanja i obrnutog utiskivanja, u sloju - konvolucija a kliženja i raskidanja obuhvataju jedan ili više slojeva.

Pojedini autori deformacione teksture mehaničkog utiskivanja, obrnutog utiskivanja, "ball and pillow" teksture, teksture zdele (dish structure) i konvoluciju ubrajaju u deformacione sinsedimentacione teksture (Sl. 83.).



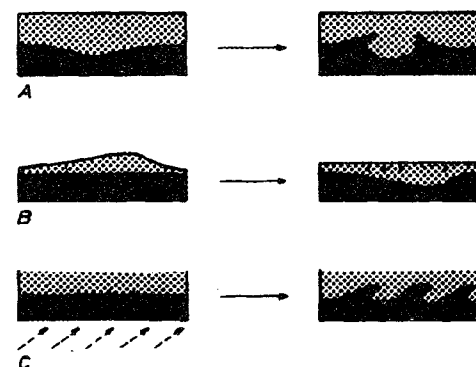
Sl. 83 - Neke od deformacionih tekstura. A- mehaničko utiskivanje; B - "Ball and pillow" tekstura; C - konvolucija i D - tekstura zdele (dish structure). Chamley, 1987.

Teksture mehaničkog utiskivanja

Ovi teksturni oblici, dosta česti, su mehaničkog porekla, postdepozicioni a javljaju se na donjim površinama sedimentnih stena, pretežno peščara i ređe alevrolita pod kojima se nalaze glineni sedimenti. Nepravilnog su oblika, najčešće jezičastog sa tupim vrhovima. Dimenzije ovih oblika jako variraju, od 1 do 5 cm do nekoliko dcm, retko i više. Mogu biti neorijentisani i orijentisani i to većinom u slučajevima kada se sa utiskivanjem kombinuje i slabo izraženo kliženje. U određenim slučajevima javljaju se i izdvojeni delovi u obliku nepravilnih tela, lopti ili grudvi - "Ball and Pillow", pseudonodula, koji su raspoređeni u podinskom sloju.

Teksture mehaničkog utiskivanja nastaju utiskivanjem peskovitog sedimenta u fino-zrni podinski sediment pod uticajem gravitacije, a uz mestimično injektovanje materijala u suprotnom smeru, dok su oba sedimenta još u hidroplastičnom stanju.

Značaj ovih tekstura je veliki, pošto su iste česte, jasno uočljive i nalaze se isključivo na donjim površinama slojevitosti peščara, te služe za izdvajanje povlate od podine u dislociranim oblastima.



Sl. 84 - Obrazovanje tekstura mehaničkog utiskivanja. A - tok teče preko peska i utiskuje ga u muljevite sedimente; B - razlika u taloženju asimetričnog traga talasa prouzrokuje različito utiskivanje; C - šok prouzrokovan zemljotresom na ravnoj površini proizvodi utiskivanje peska i istiskivanje muljeviteg sedimenta. Ovi različiti načini postanka ne moraju uticati na oblik teksture. Dzulynski & Walton, 1965.

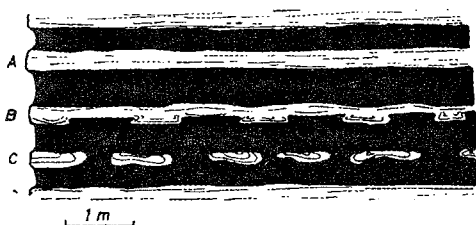
Teksture obrnutog utiskivanja - glineni jezičci



Sl. 85 - Glineni jezičci

Ovi teksturni oblici javljaju se skupa sa teksturama mehaničkog utiskivanja, zapažaju se jasno na poprečnim preseccima slojeva, gde se javljaju u obliku jezičaka fino-zrnog materijala koji je utisnut u povlatni krupnozrniji sediment (Sl. 85.). Često plameni jezičci su povijeni u istom smeru a nekad su raskinuti. Povijanje jezičaka u jednom smeru, prema pojedinim autorima, izazvano je pritiscima i utiskivanjem materijala, pri brzom akumulaciji preko mobilne podloge, uz umereno vučenje u smeru kretanja turbulentnog toka. U tom slučaju ova tekstura je direkcionalna i polarna.

Pseudonodule



Sl. 86 - Pseudonodule. A - nedeformisan sloj; B - pojave mehaničkog utiskivanja; C - pojava pseudonodula. Selley, 1976.

"Ball and pillows" (lopte i jastuci)



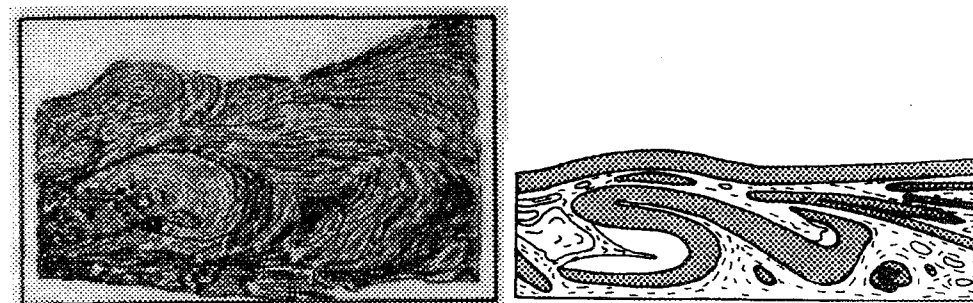
Sl. 87 - Tekstura "Ball and pillows", Potter & Pettijohn, 1963.

Konvolucija

Konvolucija ili vijugava slojevitost, kako je nazivaju pojedini autori, predstavlja deformacionu teksturu vezanu za ubiranje lamina i najčešće se javlja u srednje i fino-zrnim sedimentima, fino-zrnim peskovima i praškastim peskovitim sedimentima. Mada lamine mogu biti jako ubrane u većini slučajeva njihov kontinuitet nije prekinut.

Prema Birkenmajer-u (1959) konvolucija nastaje kao posledica hidroplastičnih deformacija. Kuenen (1965) objašnjava postanak konvolucije dejstvom neujednačenih pritisaka, na novonataložene i vrlo pokretljive sedimente, koji su izazvani turbiditnim tokovima. Migliorini (1950) i Ten Haaf (1956) smatraju da gravitaciona kličanja i promena kompaktnosti u zajednici sa pritiskom vode mogu imati važnu ulogu u postanku konvolucije.

Vezane su za tekture mehaničkog utiskivanja i javljaju se na granici peskovitih i fino-zrnih sedimentata, odnosno neposredno ispod granice u fino-zrnim sedimentima različitih sredina kako recentnih tako i iz geološke prošlosti. Česte su u turbiditnim facijama a takođe se javljaju u rečnim i deltnim sredinama.



Sl. 88 - Konvolucija

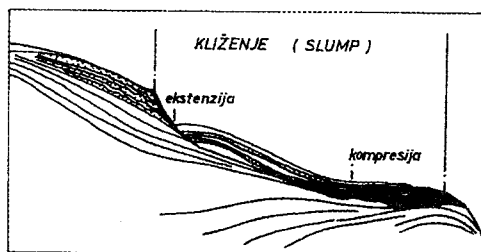
Teksturni oblici nastali podvodnim kličanjem i razaranjem sloja

Ovi oblici obuhvataju sve deformacione tekture koje nastaju kao rezultat kretanja i premeštanja uz eventualno kidanje istaloženih slojeva sedimentata a pod uticajem sile gravitacije. U nekim slučajevima čak preopterećenost sedimentnih naslaga odnosno pritisak koji one proizvode kao i pritisak debelih naslaga leda mogu da proizvedu ovu vrstu tekstura poznatu pod zbirnim imenom "slump structures". Karakteristično je da su ove tekture vezane za brzu sedimentaciju, pošto su oblasti u kojima se vrši brza sedimentacija nestabilne i vezane su za padine sa izraženim nagibom (Sl. 89, Sl. 90).

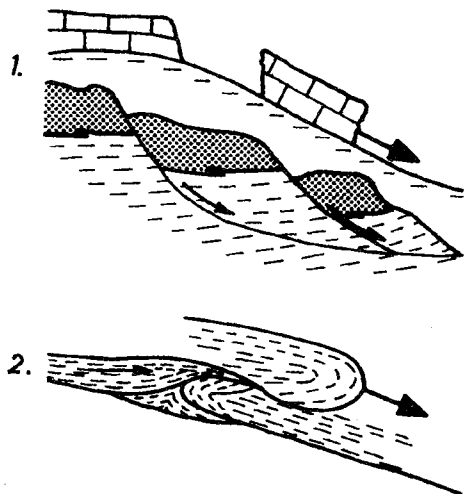
Deformacije izazvane kličanjem su različite i prema Ksiazkiewicz-u (1958) mogu se izdvojiti dve vrste kličanja: prvi, kada klize jedan ili dva sloja i drugi kada klize više slojeva. On ove pojave isto ubraja u postsedimentacione i izdvaja dve vrste kretanja, prvo intenzivno ali kontinuitet slojeva nije prekinut, a kod druge vrste dolazi do razaranja slojeva sa stvaranjem haotičnih masa od delova razorenih slojeva. Takve haotične mase koje se najčešće javljaju u flišnim serijama mogu biti vrlo debele, nekoliko metara, dužine nekoliko stotina metara i dosta su raširene. Nekad se otkinuti delovi mogu premeštati kilometrima.

Naslage i blokovi sedimentata - *olistostrome* i *olistoliti*, koji su akumulirani pod uticajem kličanja imaju različite dimenzije i mogu biti izgrađeni od različitog materijala.

Olistoliti - su fragmenti i blokovi razorenih slojeva unutar jedne olistostrome. Pod nazivom *olistostroma* -podrazumevaju se sedimentne naslage u normalnoj geološkoj seriji koje se karakterišu litološko i/ili petrografsko heterogenim materijalom, više ili manje izmešanim, akumuliranim kao semifluidno telo pod uticajem podvodnog kličanja. Olistoliti unutar olistostrome vezani su matriksom. Jedan od primera olistostroma kod nas je pojava "ropočevačke breče" u senonskom flišu Šumadije.



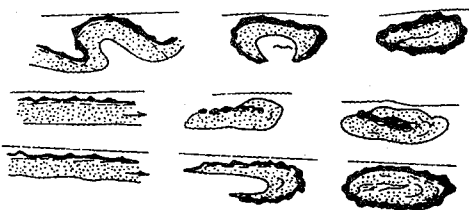
Sl. 89 - Kliženje sedimenata. Chamley, 1987.



Sl. 90 - Kidanje 1. i kliženje 2. sedimenata. Ricci Luchi, 1980.

Peščane i glinene lopte nastaju raskidanjem i kliženjem jednog sloja, kada dolazi do zaobljavanja i savijanja delova razorenog sloja. Pri tome može biti sačuvana prvobitna unutrašnja tekstura stene (gradaciona slojevitost i dr.). One su pretežno vezane za donje delove slojeva (Sl. 91.). U zavisnosti od sastava iskidanog sloja, lopte mogu biti peščane ili glinene. Poslednje su uglavnom oblepljene šljunkovitim materijalom.

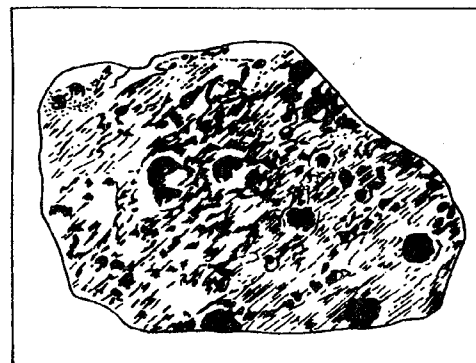
Pojave tekstura raskidanja i kliženja svedoče o blizini kopna ili kordiljera a ukazuju i na postojanje izvesnog nagiba padina na kojima dolazi do kliženja.



Sl. 91 - Obrazovanje peščanih ili glinenih lopti. Książkiewicz, 1958.

3.6.2.3. Ostali spoljašnji teksturni oblici mehaničkog porekla

Tragovi kišnih kapi

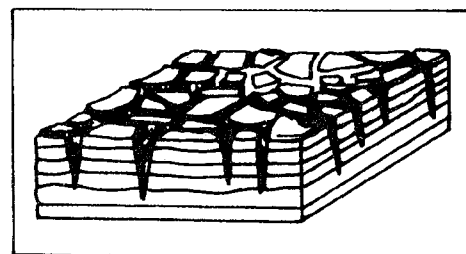


Sl. 92 - Tragovi kišnih kapi. Habakov, 1962.

Ovi teksturni oblici javljaju se na alevrolitima i glinenim sedimentima koji su prekriveni fino-zrnim peskovitim sedimentima, a pod uticajem udara kišnih kapi. U preseku su okruglastog ili eliptičnog oblika ukoliko je bilo i vetra. Dubina oblika je 1-2 mm, prečnika 2-15 mm. Vezani su za gornje površine slojevitosti te mogu da posluže za izdvajanje podine od povlate. Ukazuju na kontinentalni karakter sedimenata odnosno na subaerske uslove.

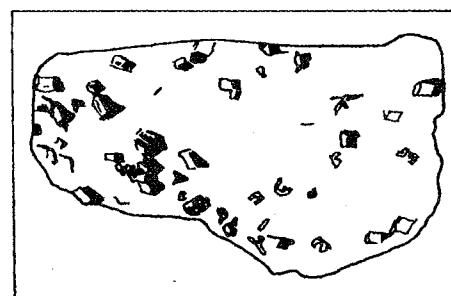
Pukotine isušivanja

Javljaju se na gornjim površinama slojevitosti glinenih i praškastih stena usled isušivanja prvobitno vlažnog sedimenta, odnosno promene zapremine. Oblik i veličina pukotina zavisi od materijala koji izgrađuje stenu, od stepena njegovog homogeniteta, debljine sedimenata i brzine isušivanja. Mogu se razlikovati potpune i nepotpune pukotine isušivanja od kojih prve imaju pravilne poligonalne oblike. U poprečnom preseku pukotine imaju oblik slova V ili U. Pošto su vezane za gornje površine slojevitosti, mogu da posluže za izdvajanje podine od povlate u dislociranim oblastima. Ukazuju na subaerske uslove.



Sl. 93 - Pukotine isušivanja. Selley, 1976.

Gliptomorfoze



Sl. 94 - Gliptomorfoze kristala kamene soli. Habakov, 1962.

Predstavljaju reljefne tvorevine kristala kamene soli ili drugih lako rastvornih minerala, kao i leda, koji su nastali za vreme taloženja samog sedimenta. Mogu se podeliti na dva tipa od kojih jedan predstavlja otiske kristala a drugi pseudomorfoze. Njihov značaj je jasan pošto ukazuju na fizičko-hemijske uslove koji su vladali u vreme sedimentacije.

Eolske konusne tvorevine



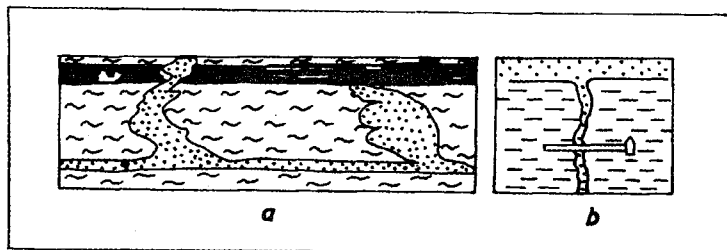
Sl. 95 - Eolske konusne tvorevine. Habakov, 1962.

Peščani dajkovi

Ovi teksturni oblici odgovaraju vertikalnim peskovitim telima koja su intrudovana u povlatne muljevite stene iz peskovitog sloja koji leži ispod njih. Često pokazuju ptigmatske kompacione efekte. Poznati su slučajevi individualnih dajkova čija dužina dostiže i više kilometara. Obično širina dajkova se kreće od decimetarskih veličina do nekoliko metara.

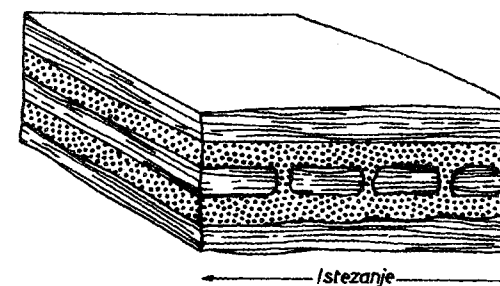
Za razliku od peščanog dajka, koji se obrazuje inektovanjem peska naviše, **neptunski dajk** se vezuje za ispunu od gore nadole. Najčešće se javlja na dnu vodenih basena ispunom pukotina.

Sličan oblik predstavlja i **sedimentni budinaž**, (Sl. 97.), koji je morfološki sličan tektonskom budinažu. Nastaje kada su nekonsolidovani, bogat vodom, pesak i glina izloženi dejstvu pritisaka. Glineni sloj se cepa na blokove intruzijom peska na dole i na gore.



Sl. 96 - a. peščani dajk, b. neptunski dajk.

Nastaju sakupljanjem peska iza manjih predmeta, školjaka ili šljunka pod uticajem vetra.



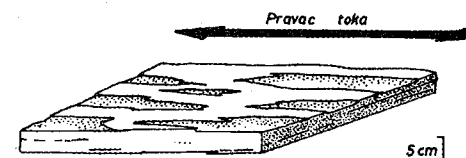
Sl. 97 - Sedimentni budinaž. Selley, 1976.

3.6.2.4. Sindepozicioni, unutrašnji teksturni oblici

Eksternu slojevitost odnosno stratifikaciju, kao osnovnu karakteristiku sedimentnih stena, pojedini autori, svrstavaju u sindepozicione teksturne karakteristike. Pošto smo pojavu eksterne slojevitosti ranije razmatrali, ovde ćemo se zadržati na pojavi interne slojevitosti sa laminama, slojićima, kao osnovnim jedinicama.

Prema Selley-u (1976) u ovu grupu teksturnih karakteristika, pored interne slojevitosti ulazi i pojava sedimentne lineacije, koju ranije nismo razmatrali, a koja se uglavnom zapaža na gornjim površinama slojevitosti.

Sedimentna lineacija



Sl. 98 - Sedimentna lineacija, Selley, 1976.

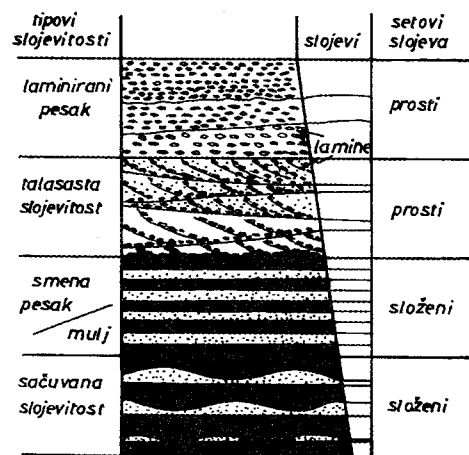
Ovaj teksturni oblik, ili primarna lineacija, nastala dejstvom toka ne može se konstatovati na nekonsolidovanim sedimentima niti na sedimentima koji su bili izloženi i vrlo slabo izraženom, niskom stupnju metamorfizma. Karakteriše se sistemom bregova i dolja. Visina bregova varira od nekoliko milimetara do 1 santimetra, a dužina do 20-30 cm. Oblici su na površini slojevitosti ešalonirani (Sl. 98). Češći su kod krupnozrnijih sedimenta i tada se kod njih zapaža i određena orijentacija zrna paralelna lineaciji. Konstatovane su pojave sedimentne lineacije kako na površinama slojevitosti tako i na blago nagnutim stranama tragova talasanja. Dobar je indikator, specijalno kada je udružen sa horizontalnom slojevitošću, depozicije u gornjem sistemu toka. Najčešće se javlja na plažama kao i na fluvijalnim peskovitim sedimentima.

3.6.2.4.1. Interna slojevitost

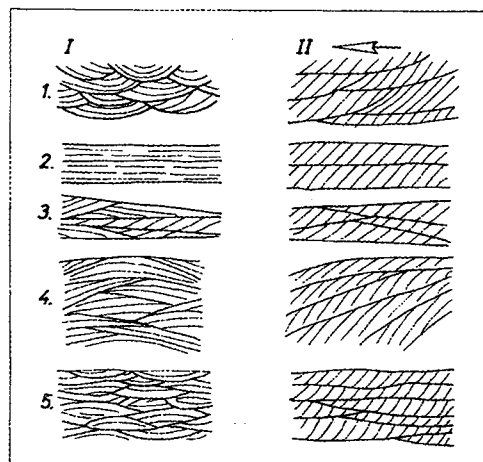
Lamina ili slojić predstavlja osnovnu jedinicu interne slojevitosti. Njena debljina, prema većini autora je manja od 1 cm., mada pojedini autori kao gornju granicu uzumaju 0.5 mm. Prema morfologiji lamina izdvajaju se različiti tipovi lami-

nacije kao horizontalna odnosno paralelna, kosa i talasasta (Sl. 101.). Bez obzira o kome tipu lamina se radi, za sve lamine pored naznačene debljine karakteristično je da su uniformnog sastava i teksture, mada se u nekim slučajevima primećuje pojava gradacije u veličini zrna. Za depoziciju lamina potrebno je mnogo kraće vreme nego za depoziciju sloja.

Reineck & Singh (1973) dali su klasifikaciju slojeva i lamina, grafički predstavljenu, uzimajući u obzir i genetski aspekt (Sl. 99.).



Sl. 99 - Grafički prikaz karakteristika sloja, lamina i setova, Reineck & Singh, 1973.



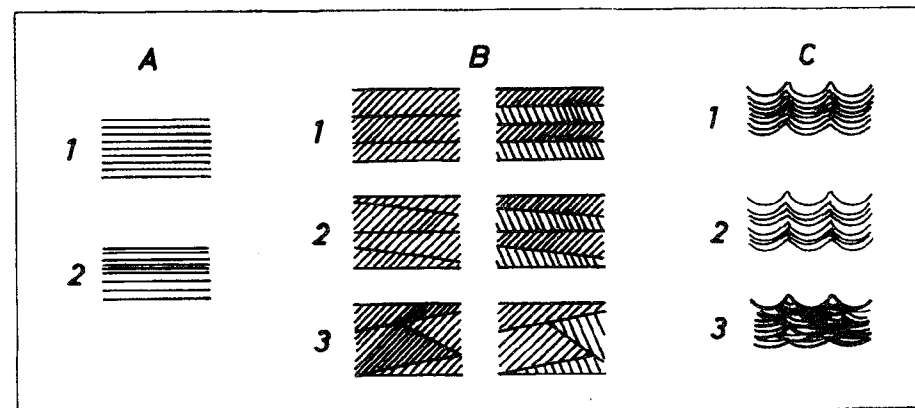
Sl. 100 - Geometrijska klasifikacija lamina i setova-grafički prikaz. I. presek normalan na tok. II. presek paralelan toku. 1. konkavan, granica među setovima kriva; 2. tabularan, granica planarna; 3. klinast, granica planarna; 4. konveksan, granica kriva; 5. konveksno-konkavan, granica kriva. Ricci Lucchi, 1980.

Na osnovu geometrije lamina i setova, granice između setova kao i presek pod kojim se setovi (serije) lamina posmatraju Ricci Lucchi (1980) je dao njihov grafički prikaz (Sl. 100.).

3.6.2.4.1.1. Horizontalna laminacija

Horizontalna ili paralelna laminacija predstavljena je smenjivanjem serija lamina u jednom sloju, koje su paralelne sa površinom slojevitosti (Sl.101). Izdvajanje lamina, slojića olakšano je u onim slučajevima kada se javljaju varijacije u boji lamina a koje mogu biti izazvane ili promenom sastava, obično koncentracijom teških minerala, ili promenom u veličini zrna.

Ova vrsta laminacije najčešće se javlja u fino-zrnim i srednjozrnim peskovitim ređe praškastim sedimentima. Različiti setovi-serije lamina u peskovitim sedimentima obično su izdvojeni jedni od drugih erozionim diskordancijama, malog ugla.



Sl. 101 - Različiti tipovi laminacije: A.- horizontalna, 1. ujednačeno paralelna, 2. neujednačeno paralelna; B.- kosa, 1. serije lamina su paralelne, 2. neparalelne i 3. seku se pod različitim uglovima; C - talasasta, 1. paralelna, 2. neparalelna i 3. seče se pod različitim uglovima.

Botvinkina, 1962.

Prema Botvinkinoj (1957) horizontalna laminacija nastaje taloženjem suspendovanog materijala pri odsustvu pokreta pri dnu. Takođe nastaje sedimentacijom iz suspenzije kada je brzina toka manja od one potrebne za obrazovanje talasa (Reineck & Singh, 1973).

Jopling (1967) smatra da se laminacija može proizvesti u fazi nastanka planarne slojevitosti u gornjem režimu toka. Drugi autori (Guy et. al. 1966. i dr.) nastanak laminacije vezuju za fazu u kojoj je kritična brzina manja od potrebne za obrazovanje talasa. Slaczka, Radomski i dr. pojavu paralelne, odnosno horizontalne laminacije u flišnim sedimentima Poljske vezuju za turbiditne tokove. Kuenen (1953) smatra da se laminacija u flišu Poljske može objasniti tendencijom zrna, koja se kreću preko dna, da se izdvajaju prema masi, gustini i obliku. Unrug (1959) vezuje njihov nastanak sa nejednakom gustinom u bazi turbidnog toka usled čega dolazi do nekompletnog mešanja suspenzije sa čistom vodom. Einsele (1963) smatra neverovatnim da se oštra promena lamina, po sastavu ili veličini zrna, može vezati za turbiditne tokove. Hsu (1964) i dr., istog su mišljenja i nastanak ove laminacije vezuju za laganu depoziciju tokovima pri dnu, koji prate konture dna.

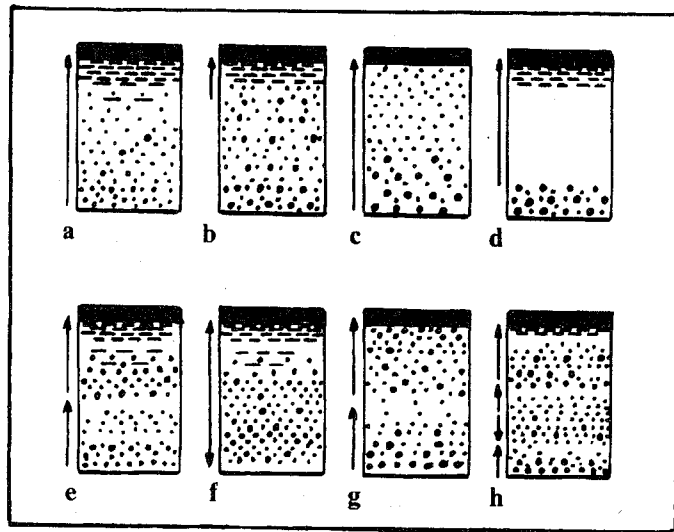
Horizontalna laminacija konstatovana je u različitim sredinama: jezerskim, na plažama, obalama, a pod uticajem oluja, stranama kanala u intertajdalnim ravninama, u flišnim serijama kao, mada ređe, i u aluvijalnim sredinama, u sedimentima poloja.

Gradaciona slojevitost

Predstavljena je smanjenjem zrna u jednom sloju i to od baze ka vrhu sloja. **Pettijohn (1957)** izdvaja dva osnovna tipa, u jednom slučaju smanjenje zrna od baze ka vrhu sloja je rezultat sukcesivnog prinosa materijala od kojih je svaki sledeći sitniji od prethodnog. U drugom slučaju prinos materijala je isti i dok se u prvom slučaju ne javlja fino-zrna frakcija na dnu, u drugom je ona raspoređena u celom sloju.

Karakteristično je da sloj sa gradacijom u granulometrijskom sastavu ima uvek oštar kontakt sa podinskim slojem. **Boumina** turbiditna sekvenca sadrži gradacioni interval koji je obično debeo do 10 cm, mada može biti i deblji. Za razliku od gradacije u ovim dubljim sredinama, gradacija u plitkim sredinama je manjih debljina obično nekoliko milimetara do nekoliko santimetara.

Nastanak gradacije u granulometrijskom sastavu se vezuje za turbidne tokove, što je i eksperimentalno dokazano. Kao što je naglašeno može se, mada retko, javiti i u plitkovodnim sredinama, kada se njeno formiranje dovodi u vezu sa sedimentacijom iz suspenzionog oblaka, depozicijom iz poslednje faze većih poplava; zatim taloženjem iz deltnih kanala; sedimentacijom vulkanskog pepela posle erupcije i td. Lokalno na intertajdalnim ravninama i plažama zapaža se pojava gradacione slojevitosti i to najčešće inverzne. Pojedini autori nastanak gradacione slojevitosti dovode u vezu sa pojavom bioturbacije (**Warme, 1967 i dr.**).



Sl. 102 - Različiti tipovi gradacione slojevitosti: a - prosta, asimetrična sa dobrom separacijom; b - sa slabom separacijom; c - presečena, nedostaje fino-zrni deo; d - nedostaje srednjozrni deo; e - umnožena; f - pensimetrična, donji deo pokazuje inverznu gradaciju; g - inverzna simetrična gradacija; h - umnožena sa pensimetričnom u bazi. **Ksiazkiewicz, 1954.**

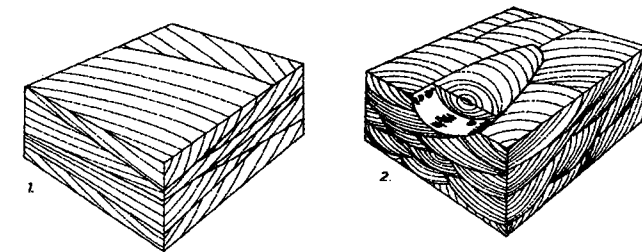
3.6.2.4.1.2. Kosa slojevitost

Kosa slojevitost, naziv uobičajen iako se radi o laminaciji, karakteriše se laminama koje stoje koso u odnosu na granice setova i na površine slojevitosti. U zavisnosti od međusobnog odnosa setova mogu se razlikovati paralelna, neparalelna i kosa slojevitost u kojoj se granice setova međusobno seku (Sl. 101.).

Kod kose slojevitosti mogu se izdvojiti dva osnovna tipa, planarna kosa slojevitost (Sl. 103.) koja objedinjuje prostu i planarnu kosu slojevitost **McKee & Weir-a (1953)** i kašikasta kosa slojevitost.

Kosa slojevitost može nastati na više genetski različitih načina. U najvećem broju slučajeva javlja se kao rezultat migracije malih i mega talasa. Nastaje na blago nagnutoj strani tragova talasanja, na strmim stranama dina, na mikrodelatama a javlja se i kao rezultat ispune kanala i td.

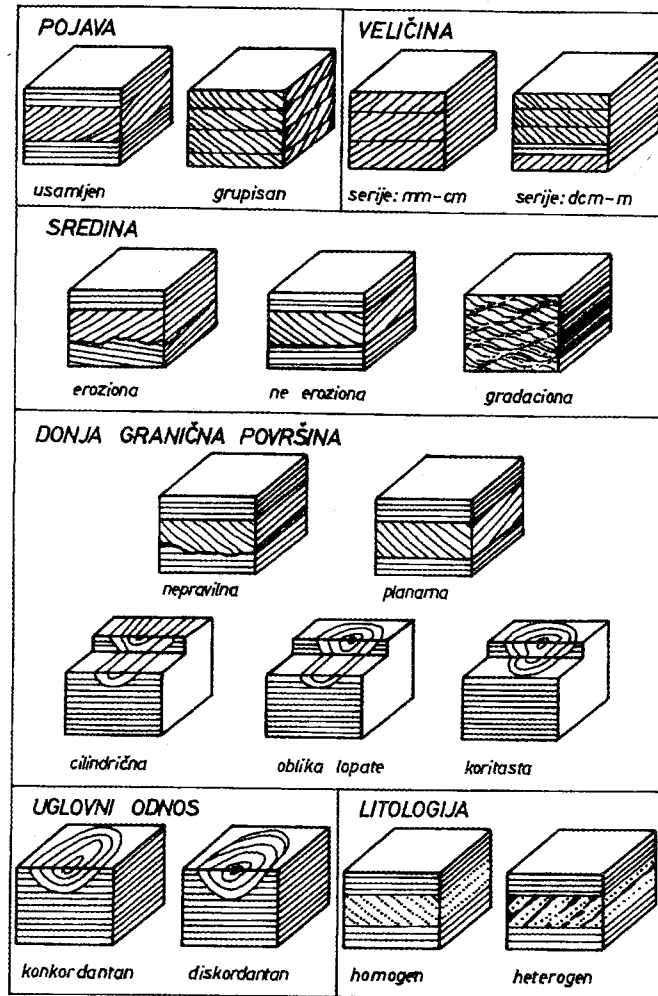
Veličina kosih lamina i setova sa kosim laminama jako varira od milimetarskih dimenzija do više metarskih razmera (setovi). U zavisnosti od debljine setova mogu se prema **Reineck & Singh (1973)** razlikovati dva krajnja tipa, kosa slojevitost malih razmera i krupna kosa slojevitost. Kod prve individualne jedinice (lamine) su nekoliko milimetara debele, obično su koritaste i uglavnom su nastale depozicijom iz migrirajućih manjih tokova i tragova talasanja. Krupna kosa slojevitost ima individualne jedinice debljine od 5 cm do 1-2 m, tabularne su ili kašikaste, različitog porekla. Mogu biti vezane za megatalase, peščane dine, uzdužne prečage - prudove i dr.



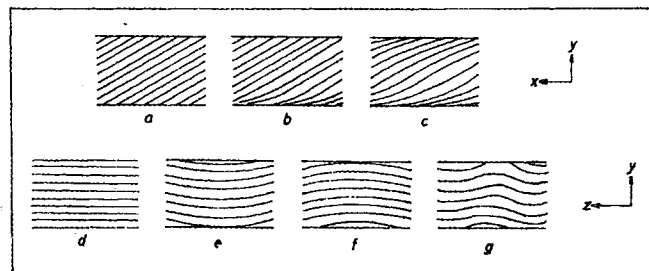
Sl. 103 - Dva osnovna tipa kose slojevitosti: 1. planarna, 2. kašikasta. **Allen, 1963.**

Allen (1963) je dao klasifikaciju kose slojevitosti zasnovanu na 6 kriterijuma, kao što su pojava, veličina, odnosi, donja granična površina, uglovni odnos i litologija lamina i setova lamina (Sl. 104.). Isti autor smatra da je neophodno kod proučavanja kose slojevitosti voditi računa i o presecima u kojima se ista javlja. U zavisnosti od preseka mogu se razlikovati: kosa, tangenciona, sigmoidalna, horizontalna, konkavna, konveksna i sinusoidalna (Sl. 105.).

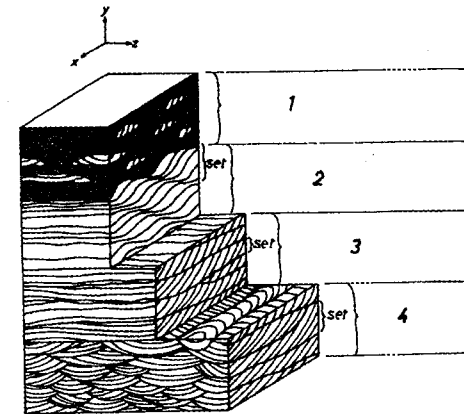
Klasifikaciju kose slojevitosti vezanu za migraciju talasa takođe je dao **Allen (1968)** i unutar nje je izdvojio "form set" u kojoj se zapaža kosa laminacija i oblik talasa, gradacioni set, erozioni tabularni set i erozioni kašikasti set (Sl. 106.), koji su udruženi u kosetove. Set označava grupu lamina, a koset grupu setova izdvojenih najčešće erozionim površima od podine i povlate.



Sl. 104 - Klasifikacija kose slojevitosti. Allen 1963.



Sl. 105 - Oblici kosih lamina u xy i zy ravni: a. kosi; b. tangencijalni; c. sigmoidalni; d. horizontalni; e. konkavni; f. konveksni; g. sinusoidni. Allen, 1968.

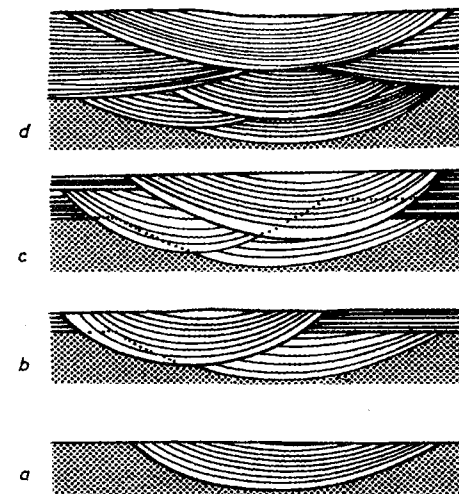


Sl. 106 - Klasifikacija kose slojevitosti nastale migracijom talasa. 1. "Form set"; 2. gradacioni set; 3. koset erozionih tabularnih setova; 4. koset erozionih kašikastih setova. Allen, 1968.



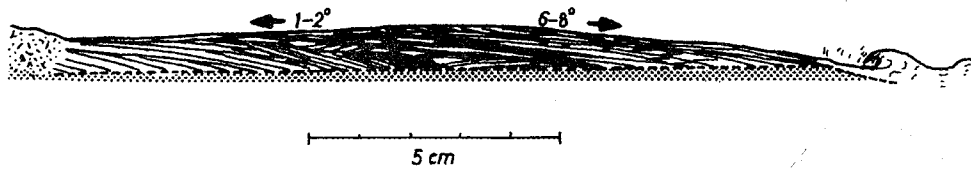
Sl.107 - Kosa slojevitost vezana za migraciju talasa. Boersma, 1970.

Kosa slojevitost vezana za migraciju talasa (Sl. 107.) odnosno ona koja je nastala radom talasa zapaža se kod manjih talasa i mega talasa, kod talasaste uzlasne laminacije i dr. Longitudinalna kosa slojevitost za razliku od drugih tipova je paralelna toku. U meandrirajućim kanalima depozicija se vrši na konveksnoj strani. Dijagnostički oblici ove vrste kose slojevitosti su: slojevi su normalni na generalni pravac toka; dolazi do akumulacije i obogaćenja, u bazi paketa sa kosom slojevitošću, školjaka, šljunka i drugog krupnozrnog materijala; pravac toka meren na osnovu tragova talasanja i orijentacije organskih ostataka poklapa se sa pravcem određenim ovom vrstom kose slojevitosti.



Sl. 108 - Shema razvića kose slojevitosti u kanalima. Singh, 1972.

Kosa slojevitost može nastati kod ispune manjih aluvijalnih ili erozionih kanala i odražava oblik kanala. Pošto se proces može obnavljati više puta Singh (1972) je dao shemu razvića ove kose slojevitosti (Sl. 108.).

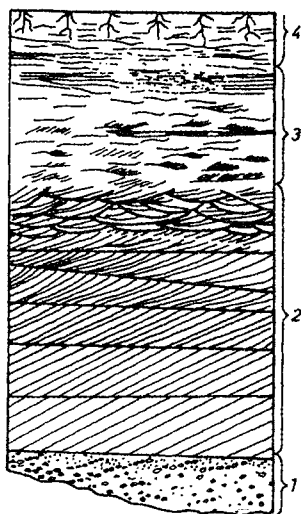


Sl. 109 - Kosa slojevitost uzdužnih prečaga - prudova (longshore bar). Reineck & Singh, 1973.

U malim deltama kosa slojevitost je vezana za njihovu migraciju i vrlo je slična onoj koja je vezana za migraciju manjih talasa. Često se javlja u glacijalno-fluvijalnim sedimentima. U oblasti plaža i u uzdužnim prečagama-prudovima kosa slojevitost je dosta česta. U oblasti plaža odlikuje se malim uglom pada lamina od 2 do 5°, ređe do 7-10°, relativno dugim prostiranjem lamina sa debljinom koja je postojana. U prudovima-uzdužnim prečagama ugao pada lamina ide do 16-20°. U pravcu mora uglovi pada su manji, 4-5°. Tabularnog je tipa. U antidinama kosa slojevitost je takođe česta. Padni ugao lamina je obično manji od 10°. Javljaju se u antidinama razvijenim na plažama, prirodnim obalskim nasipima i peščanim prudovima meandrirajućih reka (Sl. 109.).

Kosa slojevitost eolskih sedimenata, dina je vanredno dobro razvijena. Padni ugao kosih lamina jako varira, ali se uglavnom kreće oko 30-40°. Debljina koseta je obično 1-2 m ali može biti i mnogo veća. Planarni tip je veoma čest.

Kao što se iz izloženog vidi kosa slojevitost u zavisnosti od uslova i sredine gde se formira ima svoja određena obeležja. Potter & Pettijohn (1963) su prikupili literaturne podatke o kosoj slojevitosti različitih sredina kao eolske, fluvijalne, deltne,



Sl. 110. - Kosa slojevitost aluvijalnih naslaga. Botvinkina, 1962.

jezerske i marinske sa preko 150.000 merenja. Pošto se kosa slojevitost u različitim, gore pomenutim sredinama, karakteriše određenim obeležjima, pojedini autori pokušali su da na osnovu morfoloških karakteristika kose slojevitosti izdvoje genetske tipove, odnosno modele. Tako je i Botvinkina (1962) izdvojila nekoliko tipova kao kosu slojevitost kontinentalnih naslaga (aluvijalnih, fluvio-glacijalnih, eolskih), prelaznih i marinskih naslaga.

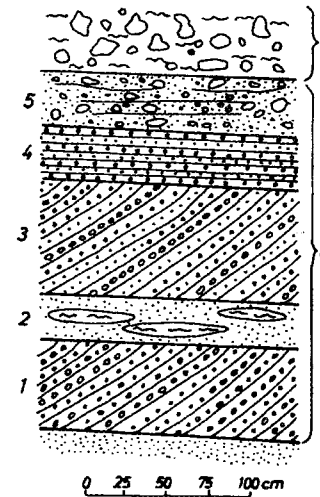
Kosa slojevitost kontinentalnih naslaga (Sl. 110-117.) nastaje pod uticajem neprekidnih pokretanja u pravcu tečenja, peščanih bregova i dolja. Peščani bregovi imaju asimetričan profil sa blago nagnutom stranom nasuprot toku i strmijom, do 30°, u pravcu toka. Blagodareći premeštanju klastičnih čestica koje tok prenosi sa blago na strmo nagnutu stranu, peščani bregovi se neprekidno premeštaju niz tok reke. Lamine u setovima su nagnute u pravcu toka a setovi su slabije ili jače izdvojeni jedni od drugih. U zavisnosti od režima rečnog toka ugao nagiba kosih lamina varira od 20, ređe

od 10 do 30°. Takođe, jako varira i debljina serija sa kosom slojevitostu. Karakteristike kose slojevitosti u rečnim kanalima ili meandrima date su ranije.

Za aluvijalne naslage uopšte je karakteristična promena teksture vezana za promenu strukture; pri promeni granulometrijskog sastava menja se i interna slojevitost. Ova pojava je upadljiva i služi za izdvajanje aluvijalnih od fluvio-glacijalnih naslaga, kod kojih se takva zavisnost ne primećuje.

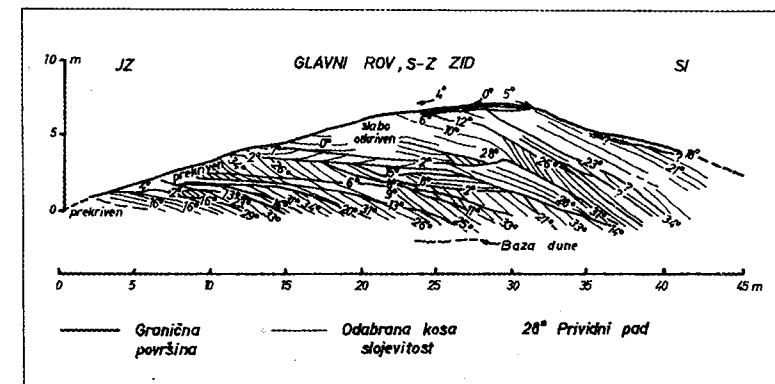
Kosa slojevitost u jezerskim naslagama izražena je samo u priobalskim delovima dok je za središnje delove karakteristična pojava horizontalne laminacije. Kosa slojevitost je sitna, isprekidana i najčešće prelazi u talasastu.

U fluvio-glacijalnim naslagama (Sl. 111.) kosa slojevitost se karakteriše krupnim setovima kosih lamina debljine do 0.5 m koje se brzo isklinjavaju (na rastojanju od 10 do 20 m). Debljina lamina je manja od 1 mm a padni ugao se kreće oko 20°, ali može biti i manji. Ukoliko je veća udaljenost profila od morena uglovi pada su manji. U ovim naslagama se zapaža prelaz kose slojevitosti u talasastu i horizontalnu laminaciju.

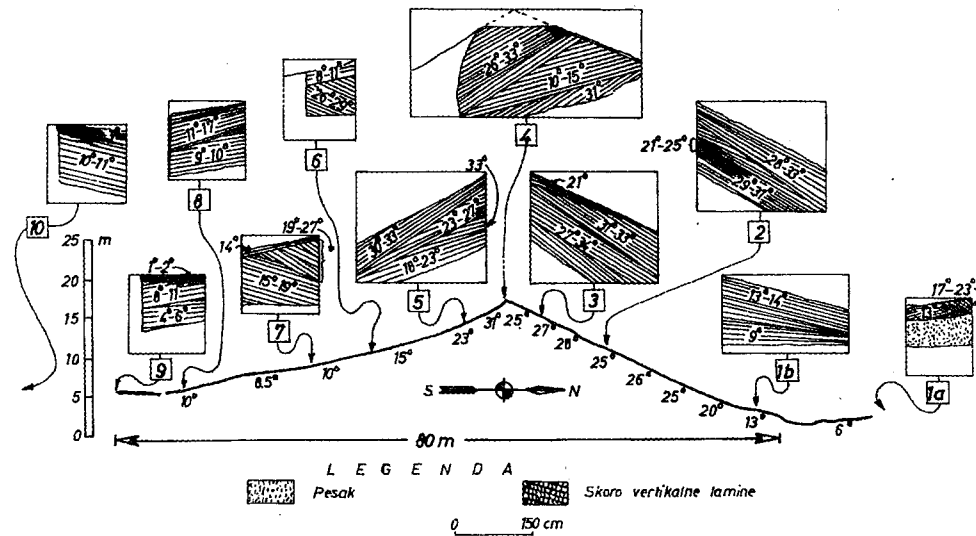


Sl. 111. - Kosa slojevitost fluvio-glacijalnih naslaga. Botvinkina, 1962.

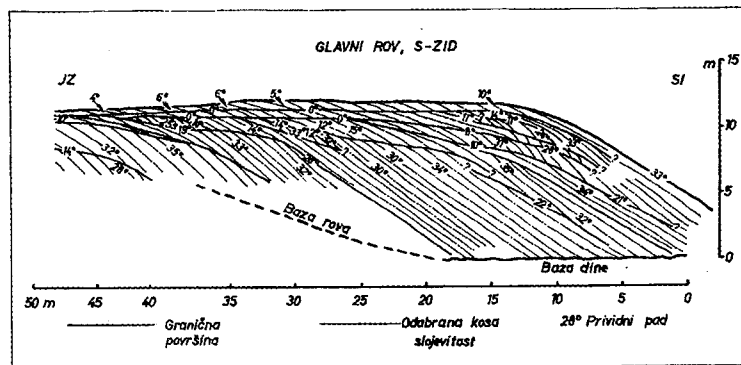
Kosa slojevitost eolskih naslaga (Sl. 114., 115.) karakteriše se debelim setovima i kosetovima do nekoliko metra, ređe desetine metara. Nekad se zapaža klinast oblik lamina. U zavisnosti od vrste naslaga specijalno vrste dina u pustinjским oblastima kosa slojevitost jako varira, na pr. kod paraboličnih dina, dina oblika doma, transverzalnih dina, barhana i dr. Za peskovite dine je opšta karakteristika da je kosa slojevitost planarna, 1 do 2 m debljine i da padni uglovi nisu veći od 25-34°. Dok se barhani formiraju pod uticajem vetra jednog smera (padni uglovi lamina su manji od 34°) seif dine prema nekim autorima, McKee & Tibbits (1964) i McKee (1966), su vektorski proizvod dva konvergirajuća pravca vetra.



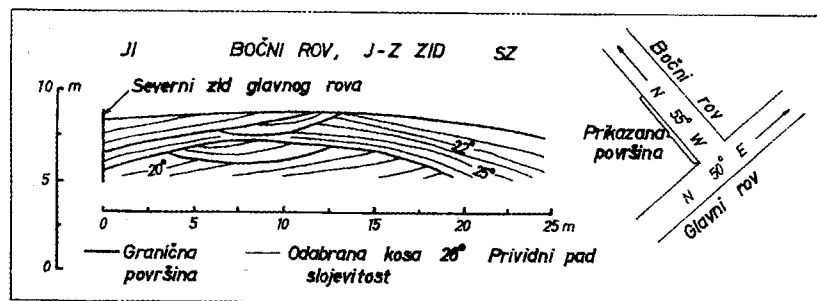
Sl. 112 - Presek barhana, McKee, 1966.



Sl. 113 - Interna građa seif dune. McKee & Tibbits, 1964.



Sl. 114 - Interna građa transverzalnih dina. McKee, 1966.



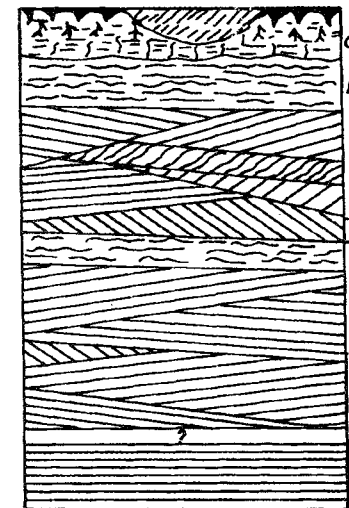
Sl. 115 - Interna građa paraboličnih dina. McKee, 1964.

Kosa slojevitost prelaznih i marinskih naslaga može se izdvojiti na nekoliko grupa koje imaju svoja posebna obeležja. Među njima se izdvaja kosa slojevitost oblasti delta, priobalskih delova i marinskih basena.

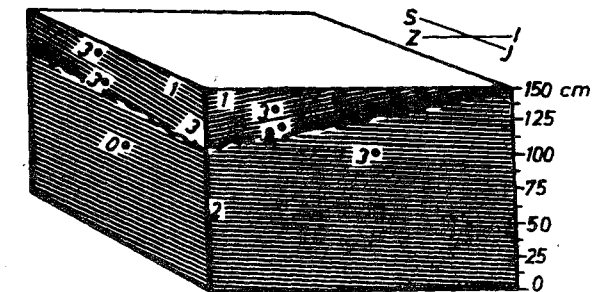
Kosa slojevitost podvodnih delova delti (Sl. 116.) karakteriše se velikom debljinom naslaga koja ide do nekoliko stotina metara, a dužine do nekoliko kilometara. Kosa slojevitost se odlikuje debelim setovima, često klinastog oblika, sa pravcem pada kosih lamina na razne strane. Oblik lamina je pravolinijski ili ispupčen. Setovi se seku, retko su paralelni. Uglovi pada lamina variraju od 0 do 30°. Karakteristična je pojava šljunka koji ističe pojavu kose slojevitosti. Obično su to dosta zaobljeni fragmenti podinskih slojeva ili gvoždavite kongrecije koje su isprane iz podinskih slojeva i pretaložene. Izdvajanje naslaga podvodnih delova delti od drugih naslaga može imati i veliki značaj pošto se u njima mogu nalaziti ugljevi, bakarne rude i dr.

Kosa slojevitost priobalskih naslaga u prvom redu plaža (Sl. 117.) je dobro proučena. Odlikuje se malim uglovima pada, retko kada većim od 15°. Dimenzije setova mogu biti različite. Laminacija je planarna. Lamine su milimetraskе debljine. Za sedimente plaža karakteristična je istovetnost sastava i dobra sortiranost. Lamine se često ističu prisustvom bojenih minerala amfibola, magnetita, ilmenita i dr. Takva nagomilanja teških minerala u sedimentima plaža nekad imaju i veliki praktični značaj.

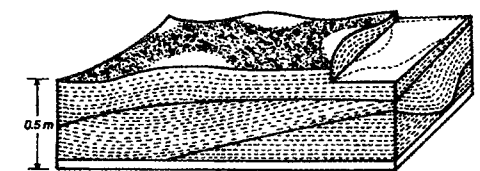
Kosa slojevitost marinskih basena izazvana tokovima po dnu karakteriše se pojavom krupnih i sitnih setova lamina. Granice setova su nepravilne a setovi klinastog oblika. Oblik lamina je različit, pretežno oblika slova S. Kosa slojevitost nekad može biti pojačana prisustvom biljnog detritusa ili bojenih minerala.



Sl. 116 - Kosa slojevitost podvodnih delova delti - shematski prikaz. 1. gornji deo delte (a. nadvodni, b. podvodni deo); 2. srednji deo delte; 3. sedimenti donjeg dela delte. Botvinkina, 1962.



Sl. 117 - Shematski prikaz kose slojevitosti plaža. Sedimenti srednjeg dela plaže (2) prekriveni tvorevinama prednjeg dela plaže (1). Botvinkina, 1962.



Sl. 118 - Brežuljkasta kosa slojevitost (hummocky cross bedding).

Brežuljkasta kosa slojevitost

Relativno redak tip, koji se zapaža u pešćarima, a nastaje pod uticajem olujnih talasa u plitkim morima. Izdvaja se sa setovima talasaste kose laminacije, konveksnog i konkavnog oblika, od kojih prvi grade brežuljke, čija se amplituda kreće do 20 cm (Sl. 118.).

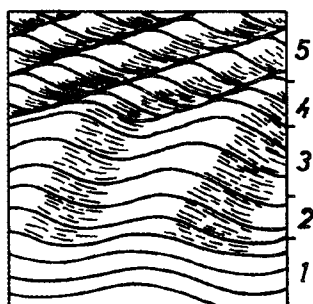
3.6.2.4.1.3. Talasasta laminacija

Ova vrsta laminacije karakteriše se talasastim oblikom lamina dajući u preseku sliku manje ili više simetričnih talasa. Talasastu laminaciju teško je odvojiti od kose kao i od tragova talasanja tako da ona neće biti posebno razmatrana već samo neke složenije vrste.

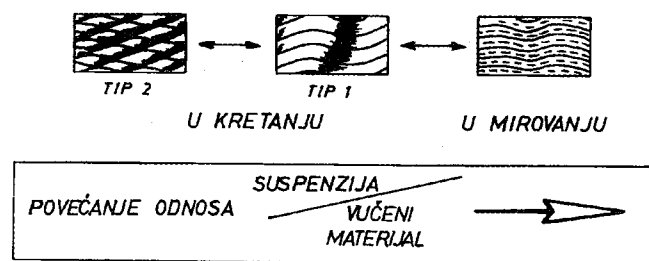
Talasasta uzlazna laminacija

Talasasta uzlazna laminacija formira se u nekohezivnom materijalu migracijom i neprekidnim rastom talasa naviše nastalim pod uticajem tokova ili talasa.

McKee (1965) je izdvojio dva osnovna tipa talasaste uzlazne laminacije: talasastu laminaciju u fazi i talasastu laminaciju u smeru (drift) (Sl. 119.).



Sl. 119 - Shematski prikaz različitih tipova talasaste uzlazne laminacije. 1. talasaste lamine u fazi; 2. prelaz; 3. tip 1, talasaste lamine u smeru; 4. prelaz; 5. tip 2, talasaste lamine u smeru. Jopling & Walker, 1968.



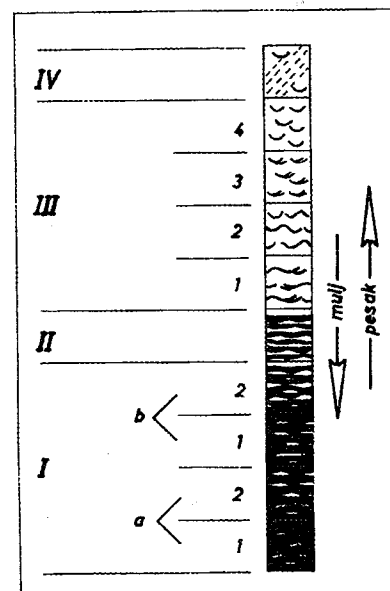
Sl. 120 - Zavisnost talasaste uzlazne laminacije od odnosa suspenzija/čestice. Sa povećanjem odnosa blago nagnuta strana je bolje očuvana i tip 2 prelazi u tip 1 i u talasastu uzlaznu laminaciju u fazi. Jopling & Walker, 1968.

U zavisnosti od toga da li je sačuvana blago nagnuta strana talasa, talasaste lamine u smeru se mogu izdvojiti na dva tipa: 1. obe strane su dobro očuvane i 2. sačuvana je samo strma strana talasa (Sl. 120.).

Prema McKee (1966) talasasta uzlazna laminacija je česta u rečnim sedimentima specijalno u položima i prirodnim nasipima. Takođe se sreće u subakvatičnim nasipima frontalnog dela delte i u subaerskim prirodnim nasipima. Dobro je razvijena i u fluviojezerskim sedimentima, jezerskim deltama malih glacijalnih jezera kao i u turbiditnim naslagama.

Flazer i sočivasta laminacija

Talasasta laminacija u kojoj mulj ispunjava dolje talasa i samo se delimično javlja na bregovima poznata je pod nazivom flazer laminacija. Sočivasta laminacija pokazuje dobro sačuvana sočiva peska utisnuta u muljevite slojeve (Sl. 121.).



Sl. 121 - Shema klasifikacije flazer i sočivaste laminacije u uslovima koji su pogodniji za taloženje i očuvanje mulja ili peska. I. sočivasta laminacija: a. prosta - 1. sa ravnim sočivima, 2. sa debelim sočivima, b. povezana - 1. sa ravnim sočivima, 2. sa povezanim sočivima; II. talasasta laminacija; III. flazer laminacija: 1. talasi koji se račvaju, 2. talasasta, 3. račvajuća, 4. prosta; IV. kosa slojevitost sa flazer laminacijom. Crno - mulj, belo - pesak. Reineck & Singh, 1973.

Sočivasta laminacija je poznata u naslagama marinskih delova delti kao i iz naslaga dna jezera u pravcu manjih delti. Prema Reineck-u (1960) za formiranje flazer i sočivaste laminacije potrebna je akcija tokova ili talasa u deponovanju peska koji se smenjuju sa mirnim uslovima (malom energijom vode) kada se taloži mulj. Prema tome najpogodniji uslovi su u subtajdalu i intertajdalu. U oblasti tajdala geneza ove dve vrste laminacija vezana je za tajdalni ritam.

3.6.2.5. Određivanje orijentacije teksturnih oblika

Pri sedimentološkim ispitivanjima na terenu neophodno je odrediti orijentaciju teksturnih oblika, odnosno kod direkcionih i polarnih teksturnih oblika utvrditi pravac i smer paleotokova, a samim tim i pravce paleotransporta.

Za određivanje paleotokova mogu da posluže različiti teksturni oblici. Neki od teksturnih oblika ukazuju samo na pravac, a drugi na pravac i smer paleotokova. U prvu grupu ulaze otisci tragova vučenja, sedimentna lineacija, erozioni kanali i dr., a u drugu pored otisaka tragova tečenja i sličnih tekstura i asimetrični tragovi talasanja, kosa slojevitost, imbricacija i dr.

Pored direktnog merenja orijentacije teksturnih oblika, od kojih su najpogodniji otisci tragova tečenja, potrebno je opisati osnovne karakteristike sloja na kome se javljaju ti oblici.

Ukoliko se na terenu ne vrše celokupna sedimentološka ispitivanja već se samo određuju pravci paleotokova na osnovu teksturnih oblika, neophodno je, pored osnovnih karakteristika sloja (mineraloškog, petrološkog i granulometrijskog sastava) zabeležiti i njegovu debljinu, mesto u sekvenci, osobine i debljine sekvenci i odnos ispitivanog sloja prema susednim slojevima.

Kod ispitivanja teksturnih oblika potrebno je odrediti njihov položaj u sloju (donja ili gornja površina slojevitosti), njihov raspored na površini javljanja, oblik, dimenzije, orijentaciju i njihov odnos prema drugim teksturama sa kojima se skupa javljaju.

Merenje orijentacije teksturnih oblika može se vršiti na nekoliko načina. Ono se obavlja ili običnim geološkim kompasom sa nagibnim kompenzatorom i strelicom ili sa specijalnim nagibnim kompenzatorom i geološkim kompasom.

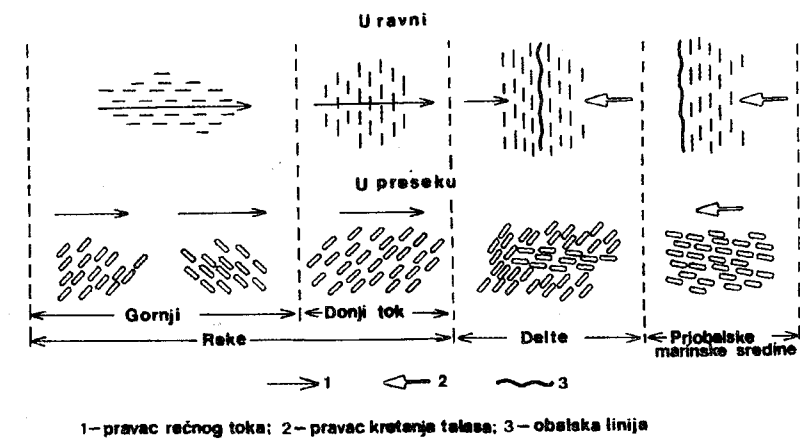
Ten Haaf (1959) je načinio kompas sa nagibnim kompenzatorom koji je pogodan za određivanje prvobitne orijentacije oblika pre tektonskih deformacija. Sa ovim instrumentom teksturni oblici mogu da se mere u pretektonskom položaju, koji je za većinu sedimenata manje ili više horizontalan, i tada se očitava prvobitni azimut bez upotrebe stereografske projekcije. Ukoliko su slojevi izvedeni iz normalnog položaja pod uglom koji nije veći od 45° merenje se isto može vršiti bez upotrebe stereografske projekcije a greška pri tom nije veća od 10° .

Osim ovog kompasa upotrebljava se i običan geološki kompas i nagibni kompenzator, koji prema Boumi (1962) daje odlične rezultate.

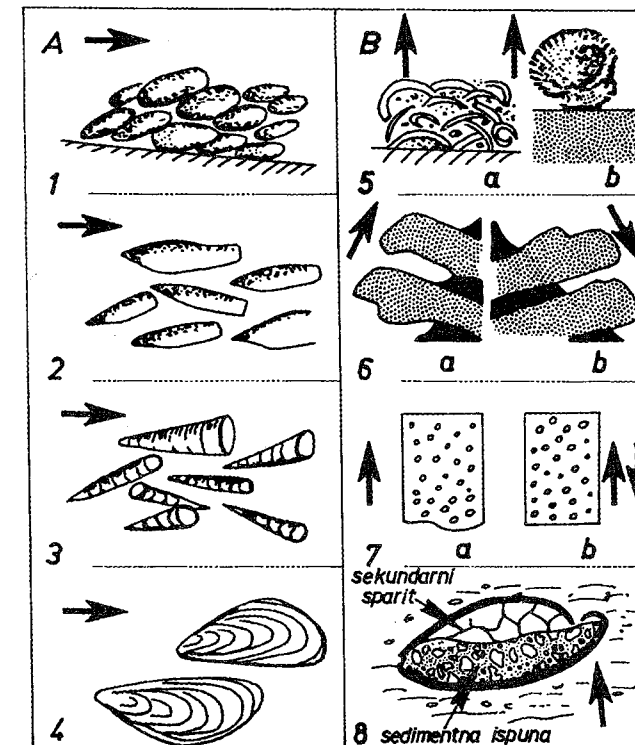
Prema čehoslovačkim autorima merenje orijentacije vrši se sa geološkim kompasom sa nagibnim kompenzatorom i strelicom (Ten Haafov dopunjen sa strelicom; Sl. 124.), s tim što nagibni kompenzator predstavlja providni, pleksiglasni, poklopac na kome je u centru pričvršćena strelica. Kompas se usmerava kao kod normalnih geoloških merenja, poklopac se dovodi u paralelan položaj sa nagnutom površinom slojevitosti sa teksturnim oblikom. Prema orijentaciji teksturnog oblika okreće se i strelica. Poklopac se spušta do horizontalnog položaja i tada se očitava orijentacija.

U slučaju kada su slojevi izvedeni iz normalnog položaja i padaju pod uglom većim od 45° potrebno je izvršiti rekonstrukciju prvobitnog položaja slojeva sa merenim teksturnim oblicima. Rekonstrukcija se vrši konstruktivnom rotacijom unazad, odnosno konstruktivnim odvijanjem nabora do prvobitno horizontalnog položaja slojeva. Rekonstrukcija prvobitne orijentacije linearnih tekstura detaljno je prikazana u knjizi Dimitrijević-a (1978).

Orijentacija pljosnatih i izduženih valutica - imbrikacija (Sl. 122., Sl. 123.) - meri se običnim geološkim kompasom. Na terenu se mere elementi pada slojeva sa pojavom imbrikacije, zatim se ista merenja vrše i na valuticama i to na oko 100-150 komada. Dobiveni podaci beleže se odmah kao polovi na mreži. Direktno nanošenje podataka na mrežu je pogodnije od pisanja elemenata pada, pošto mreža odmah daje i sliku o izraženosti i pravcu imbrikacije. Sloj se na mreži prikazuje trasom, a valuci polovima. Polovi se mogu rotirati, kao i kod merenja drugih teksturnih oblika.



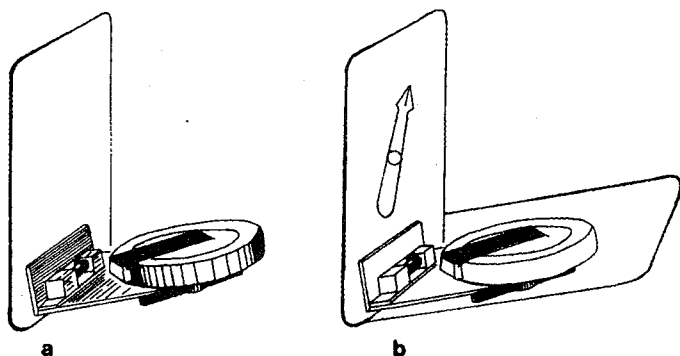
Sl. 122 - Imbrikacija u različitim sredinama. 1. pravac rečnog toka; 2. pravac kretanja talasa; 3. obalska linija.



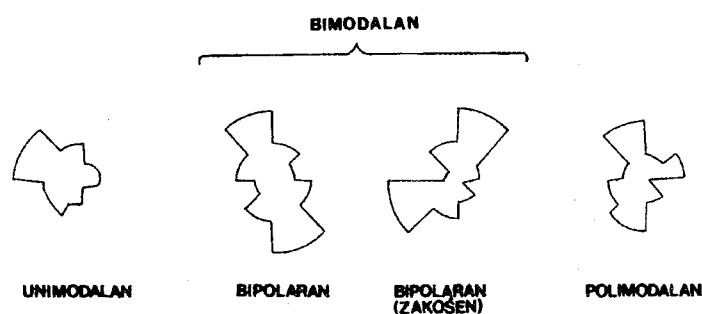
Sl. 123 - A. Paleotokovi: 1. imbrikacija, 2, 3, 4. orijentacija organskih ostataka; B. Polaritet: 5. bivalve akumulirane tokovima (a), jedan uzorak (b); 6. ot. tr. tečenja (a) normalni, (b) okrenuti tektonskim putem; 7. gradacija, normalna i obrnuta; 8. geopetalna ispuna. Chamley, 1987.

Ukoliko nije moguće izvršiti direktno merenje, pad kosih slojica meri se pomoću dve trase. Prvo se nalaze dve površine različite orijentacije na kojima se pažljivo trase kosih lamina. Zatim se mere elementi pada ovih dveju trasa pa se one prikazuju svojim polovima na mreži. Kroz te polove provlači se krug koji predstavlja trasu kose slojevitosti. Mere se elementi pada ravni prikazane ovom trasom i koriste se zatim za dalju konstrukciju (Dimitrijević, 1978).

Ako su slojevi sa kosom slojevitošću horizontalni ili padaju pod malim uglovima, svako se merenje prikazuje polom. Ako su slojevi ubrani mora se izvršiti rotacija unazad u horizontalan položaj sloja.



Sl. 124 - Kompas sa nagibnim komprezatorom Ten Haaf-a (a) i kompas sa providnim poklopcem i pokretnom strelicom (b).



Sl. 125 - Različite vrste rozeta.

Postavlja se pitanje potrebnog broja merenja pravaca paleotokova. Nesumnjivo broj merenja uslovljen je veličinom otkrivenog terena. Za statističku obradu merenih podataka pojedini autori smatraju da broj zavisi od vrste samih tokova i sredine u kojoj se javljaju. Tako na primer za unipolarnu kosu slojevitoost aluvijalnih naslaga smatra se da je dovoljan broj od 25 merenja kojima se može odrediti srednji vektor sa tačnošću od $\pm 30^\circ$. Veći broj merenja je potreban u onim sluča-

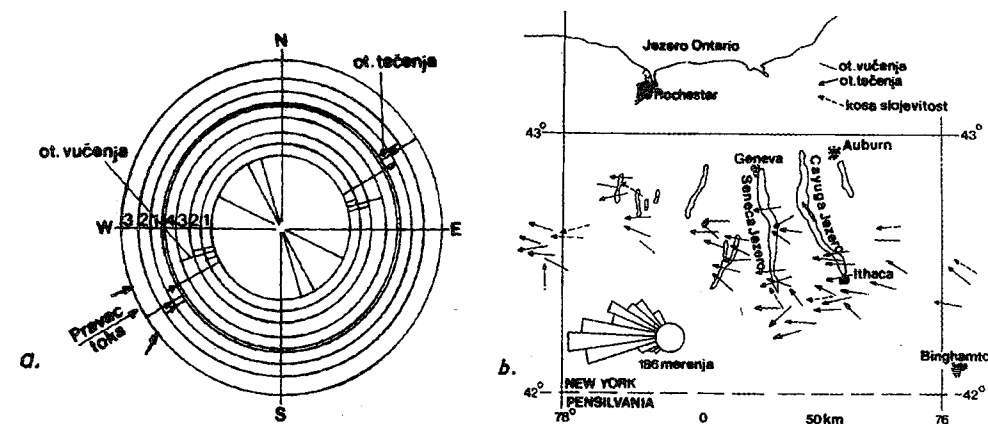
jevima kada se mešaju facije sa različitim i često polimodalnim vektorima kao kod priobalskih naslaga, gde se mešaju peskovi rečnih kanala, unimodalni sa marinskim bipolarnim peskovima.

Grafičko predstavljanje merenja vrši se na nekoliko načina od kojih su najpogodniji pomoću dijagrama rozete i karata. U zavisnosti od pravaca paleotokova dijagrami rozeta mogu biti unimodalni, bimodalni među kojima se razlikuju bipolarni i zakošeni, kao i polimodalni (Sl. 125.).

Prema Selley-u (1976) analiza paleotokova pre konačne interpretacije mora da prođe kroz nekoliko etapa: 1. merenje paleotokova, 2. dedukciju paleotokova, 3. manipulaciju podataka merenja paleotokova i 4. dedukciju paleonagiba, pri čemu posebnu pažnju treba posvetiti dedukciji. Poznato je da su pojedini teksturni oblici (kao na pr. antidine) orijentisani uz tok; setovi kosih lamina mogu biti normalni na tok i td. Često podaci merenja paleotokova predstavljeni dijagramom rozete ne daju jasnu sliku da li oni predstavljaju orijentaciju teksturnih oblika ili dedukcioni pravac toka.

Takođe je vrlo važno oceniti značaj dobijenih podataka merenja različitih teksturnih oblika. Na pr. tragovi talasanja reflektuju manje lokalne tokove nego dine, ove manje nego kanali, a poslednji mogu imati i određene devijacije u zavisnosti od regionalnog topografskog nagiba. Nekad su merenja paleotokova na osama kanala mnogo važnija negoli merenja istog broja na kosoj slojevitosti.

Potrebno je utvrditi odnos između paleotokova i paleonagiba. U nekim sredinama sistemi tokova su kontrolisani nagibom, a u drugim nisu. U prvom slučaju analiza paleotokova daje značajne informacije o paleogeografiji i evoluciji basena. Paleotokovi su kontrolisani paleonagibom u rečnim i deltnim sredinama i u sredinama gde se javljaju turbiditi.



Sl. 126 - Kružni dijagram (a) i karta paleotokova (b).

Ranije je napomenuto da se rezultati merenja grafički mogu predstaviti dijagramom rozeta ili kartama sa pojedinačnim merenjima ili sumarnim rezultatima. Za

predstavljanje pojedinačnih merenja na kartama se koristi uprošćena topografska karta sa osnovnim geološkim granicama. Pravac paleotoka prikazuje se pravom a smer strelicom (Sl. 126b.). Za sumarna predstavljanja koristi se veliki broj merenja iz kojih se izračunava statistička vrednost i jednim znakom, debelom pravom i strelicom nanosi na kartu.

Rezultati se mogu predstaviti i pomoću kružnog dijagrama (Sl. 126a.) i to u onim slučajevima kada je broj podataka nedovoljan za prikazivanje drugim metodom. Kružni dijagram sastavljen je od određenog broja koncentričnih krugova, od kojih svaki odgovara određenoj vrsti tekstura.

Selley (1976) dao je klasifikaciju modela paleotokova, vezane za različite sredine (Tab. 17).

Tab. 17

KLASIFIKACIJA NEKIH MODELA PALEOTOKOVA		
Sredine	Vektor lokalnih tokova	Regionalni model
ALUVIJALNE		
upletene reke.	unimodalni sa malom varijabilnošću	najčešće oblik lepeze
meandrirajuće	unimodalni sa jakom varijabilnošću	centripetalna ispunjena basena kontrolisana nagibom
EOLSKE	uni, bi ili polimodalni	mogu biti rasprostranjeni hiljadama metara
DELTNE	unimodalni	regionalno zrakasti
PRIOBALNA I ŠELFNA	bimodalni (plima i oseka), nekad unipolaran ili polimodalni	generalno orijentisani od, prema ili duž obale
MARINSKA	unimodalni (sa izuzetcima)	oblika lepeze ili duž turbiditne ose basena

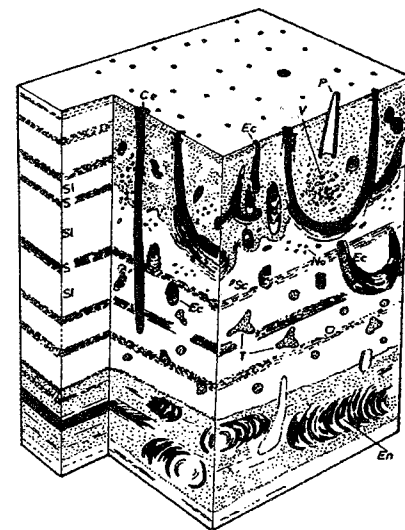
Selley, 1976.

3.6.2.6. Biogeni teksturni oblici - tragovi životne delatnosti, primarni organski oblici

Tragovi životne delatnosti organizama odnosno biogeni teksturni oblici prema Selley-ovoj klasifikaciji odgovaraju primarnim teksturnim oblicima i to organskim za razliku od neorganskih oblika.

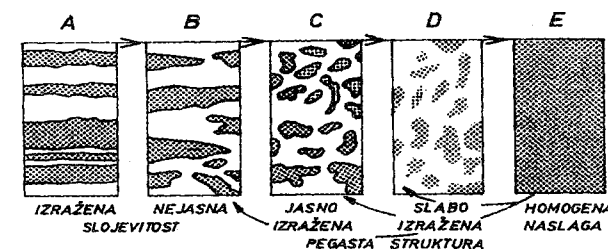
Iako predstavljaju vrlo česte i raznovrsne teksturne oblike njihovo sistematsko proučavanje vezuje se za period počev od tridesetih godina ovog stoleća. Biogeni teksturni oblici poznati pod imenom "trace fossils" ili "ichnofossils" detaljno su opisani u radovima Abel-a (1935), Krejci-Graf-a (1932), Lesser-Tisseur-a (1955), Häntzschel-a (1962), Seilacher-a (1953, 1964a, 1964b), Crimes & Harper-a (1970) i dr.

Značajni su za određivanje sredine u kojoj su organizmi živeli i ostavljali tragove svojih boravišta i načina ishrane, odnosno tragove svoje životne delatnosti. Pošto su autohtone predstavljaju vrlo pouzdan indeks za određivanje sedimentnih facija (ihnofacija) i dubine voda. Takođe ukazuju na brzinu sedimentacije i toksičnost voda na dnu basena. U pojedinim slučajevima mogu da posluže i za određivanje prostornog položaja jako inkliniranih ili prevrnutih slojeva.



Sl. 127. - Shematski blok dijagram muljevitih sedimenata južno od Heligoland-a. Na levoj strani su slojevi bez bioturbacije, a na desnoj slojevi uništeni bioturbacijom. S- laminirani pesak (olijni). SI- pesak sa bioturbacijom. Ec- Echiurus. En- Echinocardium cortadum. Ce- bušenje Cerianthus lloydi. T- bušenje Thalassinidae. a. primarna slojevitost uništena u potpunosti Echiurusom-om; b. znatna bioturbacija izazvana bentonskim organizmima (Thalassinidae); c.- bioturbacija izazvana Echinocardium cortadum-om. Reineck et al. 1967.

Biogeni teksturni oblici mogu da unište primarne strukturne i teksturne karakteristike stena (Sl. 128, Sl. 129). Nekad izražena bioturbacija može da prevede slojevite sedimentne stene u homogene sedimentne naslage. Na pojavu bioturbacije, pored deformacije primarne slojevitosti, kidanja i pomeranja delova slojeva, ukazuje i pojava pegaste-mrljaste teksture (Sl. 128.). Nepravilna distribucija mrlja peska u fino-zrnim sedimentima, mrke mrlje muljevito sedimenta u svetlijem pesku, nepravilna distribucija fosilnih ostataka, specijalno školjaka ili njihovih delova, ukazuju na pojavu bioturbacije.



Sl. 128 - Progressivna alteracija sedimenata bioturbacijom. Moore & Scruton, 1957.

A - izražena slojevitost; B- slabo izražena, isprekidana slojevitost; C- jasno izražene mrljepege; D- slabo izražene mrlje; E- homogenizirane naslage. Pettijohn, 1975.

Prema Reineck-u, 1963a, klasifikacija bioturbacije može biti izvršena u odnosu na destrukciju primarnih teksturnih oblika (Tab. 18).

Tab. 18

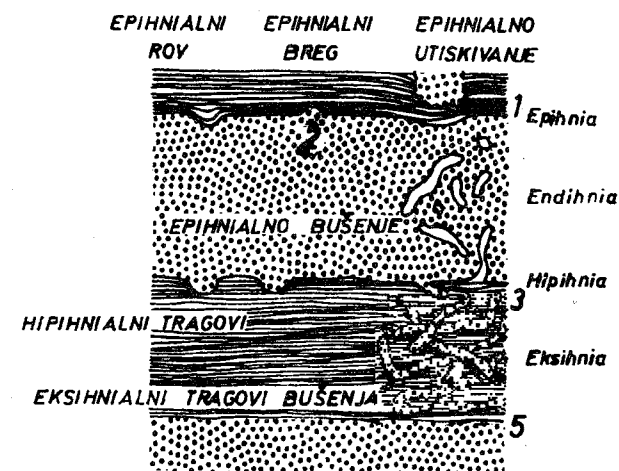
Klase	Stepen bioturbacije u %	Klasifikacija bioturbacije
0	0	nema bioturbacije
1	1 - 5	sporadično primetna
2	5 - 30	slabo izražena
3	30 - 60	srednje izražena
4	60 - 90	jako izražena
5	90 - 99	vrlo jako izražena ali se tragovi primarnih tekstura naslućuju
6	100	potpuna bioturbacija, homogenizirane naslage

Klasifikacija biogenih teksturnih oblika može biti izvršena na više načina. Prema Schafer-u, 1956, 1972, izdvojene su dve osnovne grupe ovih oblika: 1. deformacione, bez izraženog oblika, predstavljaju mrlje-pege koje se izdvajaju po različitoj veličini zrna ili po boji, i 2. figurativne sa izraženim formama (na pr. tragovi bušenja). U prirodi su oblici prve grupe mnogo više zastupljeni od oblika iz druge grupe. Seilacher, 1953, izdvaja biogene teksturne oblike kao taksonomične, ekološke i stratonomične, od kojih su ekološke najznačajnije. Kao taksonomične uzima one koje se ne mogu vezati za životnu delatnost određenog organizma, stratonomične mada su nekad korisne nemaju veći biološki značaj. Bazirajući na ekološkim faktorima Seilacher, 1953, izdvaja pet grupa biogenih teksturnih oblika:

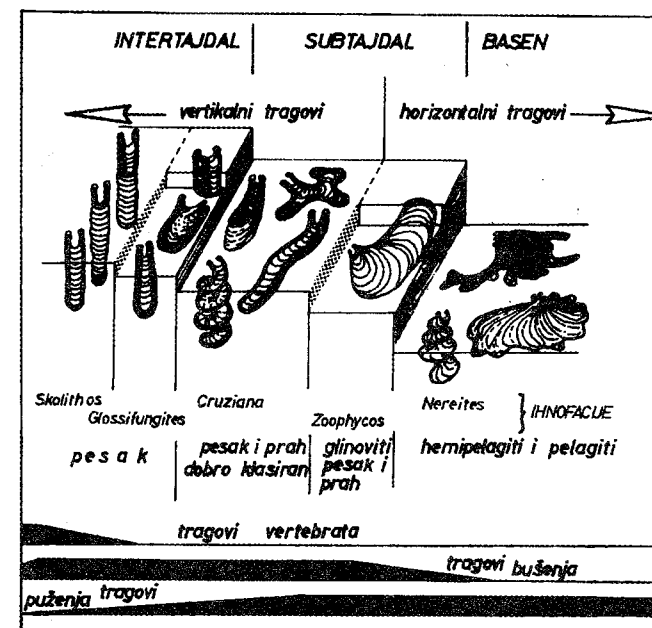
1. oblici nastali odmaranjem na jednom mestu,
2. oblici nastali puženjem na mekoj površini sedimenta,
3. oblici nastali hranjenjem na površini sedimenta,
4. oblici nastali hranjenjem organizama koji se kreću kroz sediment,
5. oblici vezani za boravišta organizama.

Stratonomska klasifikacija biogenih teksturnih oblika prema Martinsson-u, (1970) izdvaja četiri oblika vezana za njihov položaj u odnosu na sloj (Sl. 129.).

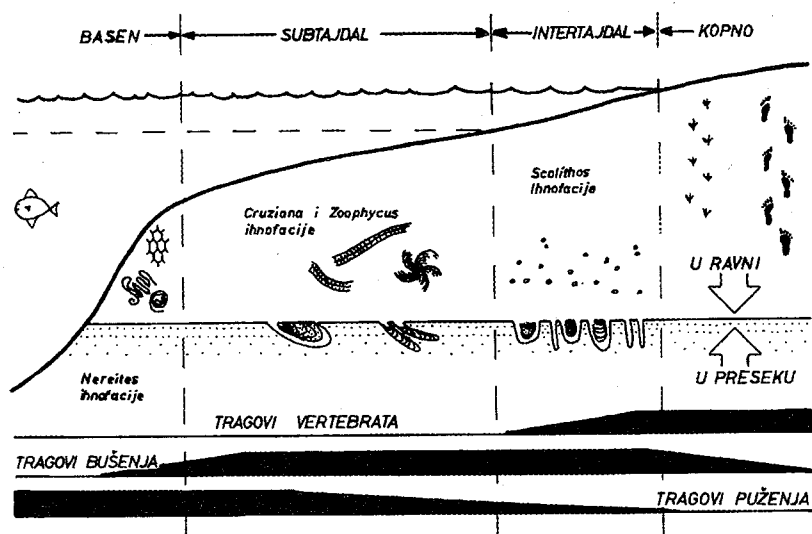
Značaj biogenih teksturnih oblika ogleda se, kao što je to već naglašeno, prvo u batimetrijskoj zonaciji (Sl. 130.), odnosu ihnofacija i sredina (Sl. 131.), brzine sedimentacije, (Sl. 132.), hidrodinamičkih uslova uopšte (Sl. 133, Sl. 134.). Takođe u izvesnim slučajevima orijentacija biogenih teksturnih oblika može da ukaže i na pravce paleotokova.



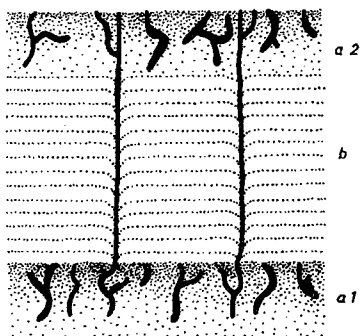
Sl. 129 - Stratonomska klasifikacija biogenih teksturnih oblika. Pesak i prah - tačkasto označeni a linijama glina i mulj. 1- epihijalni žljeb; 2 - epihijalni greben; 3 - utiskivanje hipihnije gornjeg sloja; 4 - endihijalni tragovi bušenja; 5 - eksihijalni tragovi bušenja. Martinsson, 1970.



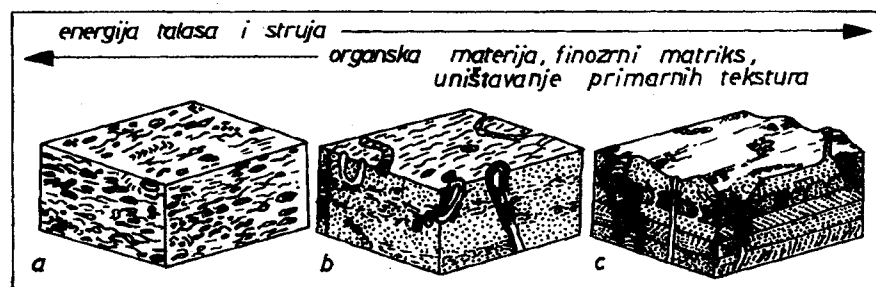
Sl. 130 - Batimetrijska zonacija biogenih teksturnih oblika. Primećuje se generalni prelaz od vertikalnih bušenja u plitkovodnim naslagama ka horizontalnim u dubokovodnim naslagama. Seilacher, 1967.



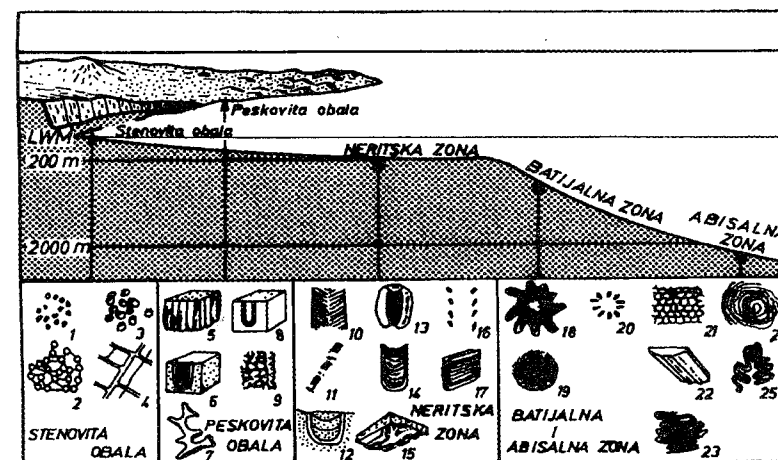
Sl. 131 - Odnos između inofacija i sredina. Selley, 1976.



Sl. 132 - Shematski prikaz biogenih teksturnih oblika u zavisnosti od brzine sedimentacije.
a1 - horizont sa mnoštvom biogenih teksturnih oblika; b - horizont sa brzom sedimentacijom i iščezavanjem oblika; a2 - novi horizont sa mnoštvom biogenih teksturnih oblika. Reineck, 1958.



Sl. 133 - Odnos između bioturbacije i hidrodinamičkih uslova. Chamley, 1987.



Sl. 134 - Sumarni dijagram najčešćih marinskih facija i odgovarajućih biogenih teksturnih oblika. 1-4 - tragovi kretanja crva; 5 - Scolithus; 6 - Diplocraterion; 7,8 - drugi dubokovodni bušaći; 9 - detalj zida bušaća Ophiomorpha; 10 - Cruziana; 11,13,16 - drugi tragovi trilobita; 12,14,15 i 17 - tragovi hranjenja crva bušaća sa mrežastom vezom između zidova U-tube; 18 - Zoophycus; 19 - drugi kompleksni tragovi hranjenja; 20 - zvezdasti tragovi; 21 - Paleodictyon; 23,24 i 25 - tipični meandrirajući ili spiralni tragovi; 22 - uvećani deo meandrirajućeg traga. Crimes, 1975.

3.6.2.7. Sekundarni, hemijski teksturni oblici

Teksturni oblici nastali hemijskom dijagenozom uključuju znatan broj oblika kao konkrecije, nodule, stilolite i konus u konusu, koji su najvećim delom nastali hemijskim procesima uz posredstvo porne vode, difuzije jona, rastvaranja i rekristalizacije mineralne materije.

Različite klasifikacije različito svrstavaju a samim tim i definišu neke od pomenutih oblika, posebno konkrecije i nodule. Prema Pettijohn-u, (1975) nodule se izdvajaju od konkrecija po svom nepravilnom obliku i građi koja ne pokazuje nikakvu određenu strukturu, dok su konkrecije tela pravilnog oblika i imaju jezgro oko koga se pretežno koncentrično taloži mineralna materija. Isti autor ih stavlja u istu grupu dijagenetskih segregacija koje se mogu dalje izdvajati po vremenu njihovog nastanka, obliku, građi i sastavu. Ruski autori ne izdvajaju nodule-sočiva od konkrecija već ih obuhvataju terminom konkrecije.

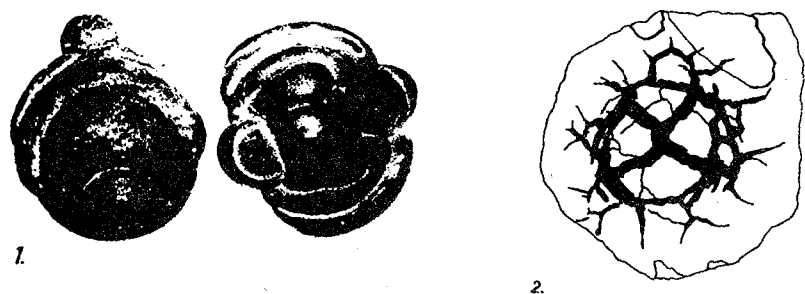
Konkrecije - predstavljaju tela nastala segregacijom male količine mineralne materije u steni domaćinu (Sl. 135-1.), kao na pr. silicije u karbonatnim stenama, kalcijum karbonata u alevrolitima ili peščarima, sulfida gvožđa u crnim sjajnim glincima, fosfora, mangana, barijuma ili druge mineralne materije. Izlučivanje mineralne materije vrši se u porama nevezanih ili vezanih sedimenata oko nekog jezgra (skeleti organizama-gasteropoda, cefalopoda, spikula spongija, radiolarija, algi ili detritičnih

zrna). Mogu biti različitog oblika (loptastog, sferoidalnog, diskoidalnog, oblika prosljajaka i dr.) i različite veličine (od nekoliko mm do nekoliko metara).

Konkreције se javljaju u stenama različitog sastava (u terigenim, terigeno-karbonatnim, karbonatnim) kao i u ugljevima. Za svaku vrstu stena vezane su konkreције određenog sastava, tako na pr. karbonatne konkreције se javljaju u terigenim stenama i u ugljevima, silicijske u karbonatnim, u kojima se mogu javiti i fosforitne i izgrađene od hidroksida gvožđa, itd.

Prema većem broju autora konkreције su dijagenetske tvorevine i to pretežno ranodijagenetske, mada mogu biti i kasnodijagenetske, razvijene u već potpuno očvr-sloj steni kada prate konsolidaciju stene domaćina i kada lokalno deformišu sloj u kome leže. Pojedini autori smatraju da mogu biti i singenetske kao nodule mangana, fosfora, pa čak i silicije u duboko marinskim sedimentima. **Ruhin, 1953**, izdvaja konkreције prema vremenu njihovog nastanka na singenetske, dijagenske i epigenetske. Prema njemu singenetske konkreције predstavljaju rezultat neposrednog taloženja i pretežno su gvoždevite prirode. Dijagenetske se formiraju u glinenim i karbonatnim stenama i nastaju usled zamenjivanja ili potiskivanja materijala stene domaćina. Epigenetske su vezane s jedne strane sa ispunjavanjem šupljina i pukotina u steni domaćinu, a s druge sa pojavom raspadanja dijagenetskih konkreција. Poslednje se izdvajaju po tome što presecaju slojevitost.

Nodule koje nastaju u šupljinama stene domaćina rastom mineralne materije od ruba prema centru šupljine nazivamo **geodama**. **Septarije** predstavljaju nodule i konkreције koje su ispresecane mnogobrojnim pukotinama čija se širina povećava od ruba ka centru (Sl. 135-2.). Nastanak septarija vezuje se za dehidraciju koloidne materije istaložene u šupljinama.



Sl. 135 - 1. Konkreције; 2. septarija.

Pri proučavanju konkreција na terenu potrebno je obratiti pažnju na čitav niz njihovih osobina: morfologiju, sastav, veličinu, strukturu, odnos prema slojevitosti, način pojavljivanja u sloju i na stepen konkrećioznosti.

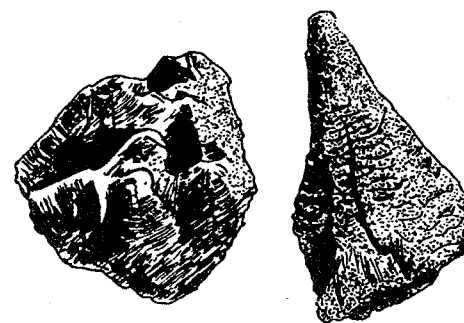
Proučavanje odnosa konkreција prema slojevitosti sedimentnih stena ima značaj za određivanje njihove geneze. U većini slučajeva slojevitost utiče na oblik konkrecije. Nekad slojevi iz stena prelaze i u konkreciju, prolaze kroz nju ili se završavaju u središnjem delu konkrecije. Sve ovo ukazuje da su pomenute konkrecije nastale još u relativno rastresitom sedimentu za vreme njegove dijageneze.

Konkreције javljaju se u sloju usamljene ili u skupinama. Obično je pojava konkreција vezana za jedan određen sloj, koji se po tome lako izdvaja na terenu i koji može da služi kao reperni sloj pri korelaciji.

Određivanje stepena konkrećioznosti vrši se na terenu. Određuje se odnosom zapremine konkrecije prema zapremini stene u kojoj se nalazi. Merenja se mogu vršiti na profilima ili na jezgrima bušotina. Na ravnoj površini stene nanose se vertikalne paralelne linije na određenim rastojanjima. Na svakoj liniji obeležava se debljina konkrecije i debljina (visina) sloja. Merenjem ovih odnosa dobija se stepen konkrećioznosti.

Neophodno je detaljno proučavanje konkreција, jer one mogu imati poseban značaj u litološko-facijalnim i stratigrafskim ispitivanjima. Prema ruskim autorima fosforitne konkrecije karakterišu pretežno marinske transgresivne sedimente. Facijalnom nizu od marinskih, preko priobalsko-marinskih i lagunsko-zalivskih do kontinentalnih uslova odgovara promena sastava konkreција od karbonatnih (kalcitskih) preko karbonatno-gvoždevitih (ankeritskih) do sideritskih.

Konus u konusu - javljaju se u slojevima sa preko 50% kalcijum karbonata (Sl. 136.). Najčešći su u prosljocima ili sočivima karbonatnih stena smeštenim u glinene sedimente. Karakterišu se pojavom kupa-konusa sa vrhovima okrenutim naniže koji su nastali kao posledica pritisaka, rastvaranja i rekristalizacije pod težinom slojeva koji leže iznad.



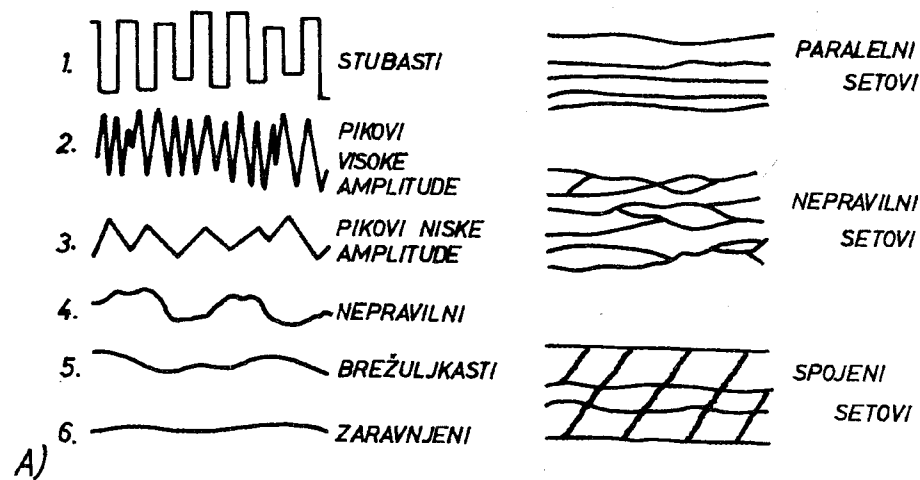
Sl. 136 - Konus u konusu.

Stiloliti - predstavljaju neravnu površinu-šav duž koje dva dela iste stene zupčasto zalaze jedan u drugi. Najčešće se javljaju u karbonatnim stenama (krečnjacima i dolomitima) kao i u drugim homogenim stenama, rožnacima, alevrolitima i pešćarima.

Park & Schott, 1968, izdvojili su nekoliko vrsta stilolita u zavisnosti od njihovog odnosa prema površinama slojevitosti stena u kojima se javljaju: 1. horizontale, 2. kose, 3. horizontalne presečene kosim, 4. vertikalne, 5. međusobno povezane mreže i 6. vertikalne presečene kosim. U zavisnosti od geometrije šavova stiloliti se izdvajaju na: suturne, primitivno talasaste, pravo-uglaste sa vrhom na gore ili na dole, sa oštrim vrhovima i tipa seizmograma (Sl. 137.).

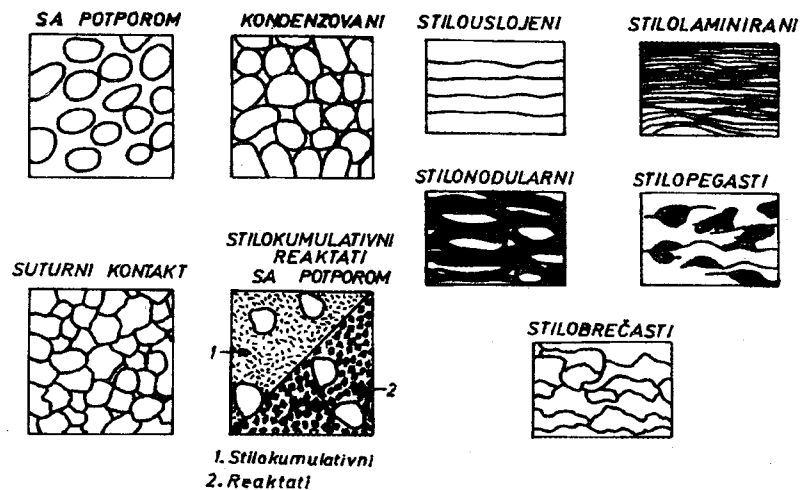
Stilolitski šavovi, vidljivi zahvaljujući nerastvornom ostatku, mogu se pružati na dužini do nekoliko stotina metara. Amplitude šavova im variraju od milimetra do nekoliko desetina cm a debljina šavova od nekoliko mikrometara do 2 mm.

Predstavljaju izražene barijere za cirkulaciju rastvora ali paralelno stilolitskom šavu omogućeno je kretanje fluida specijalno nafte, te je zato njihovo proučavanje od velike važnosti kod ispitivanja kolektorskih svojstava sedimenata za ležišta nafte i gasa. Primarna debljina sedimenata koji ih sadrže može biti znatno umanjena.



TIPOVI SKLOPA

TEKSTURE RASTVARANJA POD PRITISKOM



Sl. 137 - A. Klasifikacija stilolita. 1- horizontalni stiloliti; 2 - kosi; 3 - horizontalni presečeni kosim; 4 - vertikalni; 5 - mrežasti; 6 - vertikalni presečeni kosim. B. Tipovi sklopa i teksture rastvaranja vezane sa pojavama stilolita. Park & Schott, 1968.

Proces nastanka stilolita je vrlo kompleksan i danas se izdvajaju dve teorije o postanku stilolita: 1. rastvaranje pod pritiskom i 2. kontrakcija pod pritiskom. Rastvaranjem pod pritiskom očvrslje stene stiloliti nastaju usled razlike u pritiscima na kontaktima zrna u prisustvu pornih voda (kasnodijagenetki postanak). Kontrakcija

pod pritiskom vrši se još u plastičnim naslagama, deformacijama pod malim horizontalnim pritiscima (ranodijagenetski postanak). Prva teorija ima veliki broj pristalica zbog niza činjenica, među kojima je i ta o znatnom smanjenju prvobitne zapremine stene, koja je pri stilolitizaciji prema Tišljaru, (1978) u titonskim krečnjacima Istre smanjena između 20 i 23%.

3.7. LITERATURA

- Abel, O. 1935: Vorzeitliche Lebenspuren. Jena, Gustav Fischer, 644p.
- Allegre, C. 1964: Vers une logique mathématique des séries sédimentaires. Bull. Soc. Geol. France, 7, 6, 214-218.
- Allen, J. R. L. 1963a: Asymmetrical ripple marks and origin of water-laid cosets of cross-strata. Liverpool and Manchester Geol. Jour., 3,2, 187-236.
- Allen, J. R. L. 1963b: The classification of cross-stratified units with notes on their origin. Sedimentology, 2, 93-114.
- Allen, J. R. L. 1968: The nature and origin of bed-form hierarchies. Sedimentology, 10,3, 161-182.
- Allen, J. R. L. 1969: Current ripples. Amsterdam, North Holland, 433p.
- Allen, J. R. L. 1970: A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. Sedimentology, 14, 5-26.
- Bagnold, R. A. 1968: Deposition in the processes of hydraulic transport. Sedimentology, 10,1, 45-46.
- Birkenmajer, K. 1959: Systematyka warstwowa w utworach fliszowych i podobnych. Polska Akad. nauk, Studia, Geol. Pol. 3, 113p.
- Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. 1980: Origin of sedimentary rocks. New Jersey, Prentice - Hall, Inc. Englewood Cliffs, 782p.
- Boersma, J. R. 1970: Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Doctoral Thesis, University of Utrecht, 65p.
- Bouma, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- Bouma, A. H. 1969: Methods for the study of the sedimentary structures. New York, Interscience, 458p.
- Botvinkina, L. N. 1962: Sloistost osadočnyh porod. Izd. Akad. Nauk SSSR, Moskva, 542p.
- Botvinkina, L. N. 1965: Metodičeskoe rukovodstvo po izučeniju sloistosti. Akad. Nauk, Moskva, 259p.

- Bradley, J. S. 1956: An application of the theory of the sediment transport by turbidity currents to the dredging of navigable channels. *Sed. Petrol.*, 26, 119-124.
- Cailleux, A. 1947: Granulometrie des formations a galets. *Sess. Extraord. Soc. Belg. Soc. Geol.*, 91-114.
- Campebel, A. U. 1967: Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, 7-26.
- Carr, D. D., Horowitz, A., Hrabar, S. V., Ridge, K. F., Rooney, R., Straw, W. R., Webb, W. & Potter, P. E. 1966: Stratigraphic processes, bedding sequences and random processes. *Science*, 154, 3753, 1162-1164.
- Chamley, H. 1987: *Sedimentologie*. Geosciences, Dunod, Paris, 175p.
- Collins, W. H. 1925: North shore of Lake Huron. *Geol. Surv. Canada mem.* 143, 160p.
- Collinson, J. D. & Thompson, D. B. 1982: *Sedimentary structures*. Allen and Unwin, Boston, 194p.
- Craig, G. Y. & Walton, E. K. 1962: Sedimentary structures and paleocurrent directions from the Silurian rocks of Kirkcudbrightshire. *Trans. Edinburgh geol. Soc.*, 19, 100-119.
- Crimes, T. P. & Harper, J. C., eds. 1970: Trace fossils. *Geol. Jour., Spec. Issue*, 3, 547p.
- Dawson, J. W. 1854: On the Coal-Measures of the South Joggins, Nova Scotia. *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, 10, 1-42.
- Dimitrijević, M. N., Dimitrijević, M. D. & Radošević, B. 1967: Sedimentne teksture u turbiditima. *ZGGI, posebna izd.*, 16, Beograd, 1-70.
- Dimitrijević, M. N. & Dimitrijević, M. D. eds. 1987: Turbiditic basins of Serbia. *Pos. izd. SANU, Odeljenje Prir-mat. nauka* 61, 304p.
- Dimitrijević, M. N. & Dimitrijević, M. D. 1989: Depozicioni sistemi klastita. *Graf. zavod hrvatske, Zagreb*, 458p.
- Dott, R. H., Jr. 1963: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 47, 104-128.
- Dott, R. H., Jr. 1966: Cohesion and flow phenomena in clastic intrusions. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 50, 610-611.
- Dott, R. H., Jr. & Howard, J. K. 1962: Convolute lamination in nongraded sequences. *Jour. Geol.*, 70, 114-121.
- Dzulynski, S. 1963: Directional structures in flysch. *Studia Geol. Polon.*, 12, 136p.
- Dzulynski, S. 1965: New data on experimental production of sedimentary structures. *Jour. Sed. Petrol.*, 35, 196-212.

- Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M. & Kuenen, Ph. H. 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, 1089-1118.
- Dzulynski, S. & Sanders, J. E. 1962: Current marks on firm mudbottoms. *Conn. Acad. Arts and Sci., Trans.*, 42, 57-96.
- Dzulynski, S. & Smith, A. J. 1963: Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance. *Jour. Sed. Petrol.*, 33, 616-627.
- Dzulynski, S. & Walton, E. K. 1965: *Sedimentary features of flysch and graywackes*. Amsterdam, Elsevier Pub. Co., 274p.
- Einsele, G. 1963: "Convolute bedding" and ahnclische Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. *Neues Geol. Palan., Abhandl.*, 117, 162-198.
- Enos, P. 1969: Anatomy of flysch. *Jour. Sed. Petrol.*, 39, 2, 680-723.
- Ericson, D. B., Ewing, M. & Heezen, B. C. 1952: Turbidity currents and sediments in North Atlantic. *Bull. Amer. Assoc. Petrol.*, 36, 489-511.
- Ewing, M. 1953: Turbidity current transportation of sediments in the Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, 1419-1420.
- Folk, R. L. 1962: Sorting in some carbonate beaches of Mexico. *N. Y. Acad. Sci. Trans.*, 2, 25, 222-244.
- Folk, R. L. 1971: Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. 1, Geomorphology and grain size relationships. *Sedimentology*, 16, 5-54.
- Fox, P. J., Heezen, B. C. & Harian, A. M. 1968: Abyssal anti-dunes. *Nature*, 220, 470-472.
- Friedman, G. M. 1961: Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sed. Petrol.* 31, 514-529.
- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, New York, 792p.
- Galloway, W. E. & Hobday, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. New York, Springer-Verlag, 423p.
- Goddard, E. N., Trask, P. D., De Ford, R. K., Rove, O. N., Singewald, J. T. & Overbeck, R. M. 1975: *Rock Color Chart*. Geol. Soc. of America.
- Golubic, S., Perkins, R. D. & Lukas, K. J. 1975: Boring microorganisms and microborings in carbonate substrates. In: *The Study of Trace Fossils* (Ed. by R.W. Frey), Springer-Verlag, Berlin, 229-259.
- Guy, H. P., Simons, D. B. & Richardson, E. V. 1966: Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-1961 US geo. Survey, Prof. paper 462-1, Sediment transport in alluvial channel, 46p.

- Habakov, A. V. ed. 1962: Atlas tekstur i struktur osadočnyh gornyh porod. Moskva, VSEGEI, 578p.
- Hall, J. 1843: Remarks upon casts of mud furrows, wave lines, and other markings upon rocks of the New York System. Assoc. Amer. Geol. Rep., 422-432.
- Häntzschel, W. 1962: Trace fossils and problematica. In: Treatise on invertebrate paleontology (ed. R.C. Moore), Pt. W. Miscellanea, Boulder, Colo., Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas, W177-W245.
- Heezen, B. C. 1956: Corrientes de turbidez del Rio Magdalena. Soc. Geograf. Columbia, Bull., 51/52, 135-143.
- Heezen, B. C. & Drake, C. L. 1964: Grand banks slump. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 48, 221-225.
- Heezen, B. C., Ericson, D. B. & Ewing, M. 1954: Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand banks earthquake. Deep Sea Research, 1, 193-202.
- Heezen, B. C. & Hollister, C. D. 1964: Deep-sea current evidence from abyssal sediments. Marine Geology, 1, 141-174.
- Heezen, B. C., Hollister, C. D. & Ruddiman, W. F. 1966: Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, 152, 502-508.
- Hsu, K. J. 1959: Flute - and groove-casts in the Prealpine flysch, Switzerland. Amer. Jour. Sci., 257, 259-236.
- Hsu, K. J. 1960: Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetic Flysch basins, Switzerland. Geol. Soc. Amer. Bull. 71, 577-610.
- Hubert, J. F. 1964: Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean bottom currents rather than turbidity currents. Jour. Geol., 72, 757-785.
- Hvorova, I. V. 1958: O proishozhdenii fliša. Bjul. Moskv. Obsč. Isp. Prirodi, 33, 5p.
- Inman, D. L. 1957: Wave-generated ripples in nearshore sands. U.S. Army, Corps of Engineers, Beach erosion Board, Tech. memo. 100. 42p.
- Jopling, A. V. 1963: Hydraulic studies on the origin of bedding. Sedimentology, 2, 115-121.
- Jopling, A. V. 1965: Laboratory study of the distribution of the grain sizes in cross-bedded deposits. In: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, (ed. by G.V. Middleton), Tulsa, Oklah., Soc. Econ. Paleot. and mineral., Spec. Publ. 12, 265p.
- Jopling, A. V. 1967: Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a stream bed: A laboratory study. Jour. Geology, 75, 287-305.

- Jopling, A. V. & Walker, R. G. 1968: Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Jour. Sed. Petrol., 38, 971-984.
- Karcz, I. 1972: Sedimentary structures formed by flash flood in Southern Izrael. Sed. Geology, 7, 161-182.
- Kennedy, J. F. 1961: Stationary waves and antidunes in alluvial channels. W. M. Keck Lab. Hydraulics Water Res. Rep. KH-R-2 Cal. Inst. Techn, Pasadena, 146p.
- Krejci-Graf, K. 1932: Definition der Begriffe Marken, Spuren, Fahrten, Bauten, Hieroglyphen und Fucoiden. Senckenbergiana, 14, 19-39.
- Krumbein, W. C. & Sloss, L. L. 1955, 1963: Stratigraphy and sedimentation. Freeman & Com., San Francisco, 497p., 660p.
- Ksiazkiewicz, M. 1952: Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch. Ann. Soc. Geol. Pol., 22, 399-449.
- Ksiazkiewicz, M. 1961: On some sedimentary structures of the Carpathian flysch. Ann. Soc. Geol. Pol., 31, 37-46.
- Kuenen, Ph. H. 1953: Significant features of graded bedding. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 37, 1044-1066.
- Kuenen, Ph. H. 1956: The difference between sliding and turbidity flow. Deep-sea Res., 3, 134-139.
- Kuenen, Ph. H. 1965: Experiments in connection with turbidity currents and clay suspension. In: Submarine Geology and geophysics, (Ed. W. F. Withard & R. Bradshaw), Colston Papers, 17, 47-74.
- Kuenen, Ph. H. 1966: Experimental turbidite lamination in a circular flume. Jour. Geol., 74, 523-545.
- Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C. I. 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. Jour. Geol., 58, 91-127.
- Kuenen, Ph. H. & Menard, H. W. 1952: Turbidity current graded and nongraded deposits. Jour. Sed. Petrol., 22, 83-96.
- Kumar, N. & Sanders J. E. 1976: Characteristics of shoreface storm deposits: Modern and ancient examples. Sed. Petrol., 46, 145-162.
- Lamont, A. 1957: Slow anti-dunes and flow marks. Geol. Mag., 94, 472-480.
- Lombard, A. 1956: Geologie Sedimentaire : les Series Marines. Masson, Paris, 722p.
- Lombard, A. 1963: Laminites: structure of flysch-tipe sediments. Jour. Sed. Petrol., 33, 1, 14-22.
- Lombard, A. 1972: Series sedimentaires: Genese-evolution. Masson, Paris, 425p.

- Mangin, J. Ph. 1963: Turbidites, laminites, varvers et sequence - unite. *Compt. Rend. Soc. Geol. France*, 112-113.
- Martinsson, A. 1965: Aspects of a middle Cambrian thanatotope on Oland. *Geol. Foren. Stocklöm Forh.* 87., 181-230.
- Martinsson, A. 1970: Toponomy of trace fossils. In: *Trace Fossils* (Ed. T. P. Crimes & J. C. Harper); *Geol. J. Spec. Issue*, 3, 323-330.
- McBride, E. F. 1964: Review of turbidite studies in the United States. In: *Turbidites* (Ed. A.H. Bouma & A. Brouwer), Elsevier, Amsterdam, 93-105.
- McKee, E. D. 1965: Experiments on ripple lamination. In: *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation* (Ed. G. Middleton); *Sp. Econ. Paleon. Miner. Sp. Pub.*, 12, 66-83.
- McKee, E. D. 1966: Significance of climbing-ripple structure. *U.S. geol. Surv. Profess.*, 550-D, D 94-D 103.
- McKee, E. D. & Tibbits, G. C. Jr. 1964: Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libia. *Jour. Sed. Petrol.* 34, 5-17.
- McKee, E. D. & Weir, G. W. 1953: Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64, 381-390.
- Menard, H. W. 1952: Deep ripple marks in the sea. *Jour. Sed. Petrol.*, 22, 3-9.
- Middleton, G. V. 1965: Antidune cross-bedding in a large flume. *Jour. Sed. Petrol.*, 35, 4, 922-927.
- Middleton, G. V. 1976: Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Jour. Geol.*, 84, 405-426.
- Moberly, R. & Klein, G. de V. 1976: Ephemeral color in deep-sea cores. *Jour. Sed. Petrol.*, 46, 216-225.
- Monroe, J. N. 1969: Slumping structures caused by organically derived gases in sediments. *Science*, 164, 1394-1395.
- Moore, D. G. 1961: Submarine slumps. *Jour. Sed. Petrol.*, 31, 343-357.
- Moore, D. G. & Scruton, P. C. 1957: Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 41, 2723-2751.
- Obradović, J. 1967: Sedimentno-petrološka studija flišnih sedimenata Šumadije. *Geol. Anali Balk. Pol.*, 33, 333-413.
- Obradović, J. 1967a: Titon-beriasovj fliš Karpato-Balkanid i Dinarid Jugoslavii. *Kar. Balk. Asoc.*, 2, 357-363, Beograd.
- Obradović, J. 1973: Turbiditi i konturiti. *Zap. SGD za 1972*, Beograd, 151-157.

- Obradović, J. 1974: Sliding in some flysch series of Serbia. *X Cong. KBGA, Proc.*, Bratislava, 131-133.
- Obradović, J. & Sanders, J. E. 1973: Lamine i njihove karakteristike u zavisnosti od sredine u kojima se formiraju. *Geol. Anali Balk. Pol.*, 38, 191-203.
- Park, W. C. & Schott, E. 1968: Stylolites: their nature and origin. *Jour. Sed. Petrol.*, 38, 175-191.
- Passega, R. 1957: Texture as characteristics of clastic deposition. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 41, 1952-1984.
- Passega, R. 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Jour. Sed. Petrol.*, 34, 830-847.
- Passega, R. & Byramjee, R. 1969: Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, 233-252.
- Pettijohn, F. J. 1957: *Sedimentary rocks*. Harper & Row, New York, 718p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. 1964: *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer - Verlag, New York, 370p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1972: *Sand and sandstone*. Springer - Verlag, New York, 618p.
- Porter, J. J. 1962: Electron microscopy of sand surface texture. *Jour. Sed. Petrol.*, 32, 124-135.
- Postma, G. 1984: Slumps and their deposits in delta-front and slopes. *Geology*, 12, 27-30.
- Potter, P. E. 1963: Late Paleozoic sandstones of the Illinois basin. *Illinois State Geol. Sur. Repr. Invest.*, 217, 1-92.
- Potter, P. E. 1967: Sand bodies and sedimentary environments: a review. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 51, 337-365.
- Potter, P. E. & Mast, R. F. 1963: Sedimentary structures, sand shaoe fabrics and permeability. *I. J. Geol.*, 71, 441-472.
- Potter, P. E. & Pettijohn, F. J. 1963: *Paleocurrents and basin analysis*. Springer - Verlag, New York, 296p.
- Potter, P. E. & Scheidegger, A. E. 1966: Bed thickness and grain size: graded beds. *Sedimentology*, 7, 233-240.
- Raff, J. F. M. & Boersma, J. R. 1971: Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from Western Europe). *Geol. Mijnbouwn.*, 50, 479-504.
- Reineck, H. E. 1967: Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the Northern Sea. In: *Estuaries* (Ed. G.H. Lauff), Washington, D. C., *Am. Assoc. Adv. Sci. Spec. Pub.*, 83, 757p.

- Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1967: Primary sedimentary structures in the recent sediments of the Jade, North Sea. *Marine Geology*, 5, 227-235.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1973: *Depositional sedimentary environments*. Springer - Verlag, New York, 439p.
- Reineck, H. E. & Wunderlich, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104.
- Ricci Luchi, F. 1980: *Sedimentologia: I Tom., Materiali e tessiture dei sedimenti*. Cooperativa Univ. Bologna, Bologna, 226p.
- Ruhin, L. B. 1947: *Granulometričeskij metod izučenija peskov*. LGD. Moskva, 211p.
- Ruhin, L. B. 1961: *Osnovy litologii*. GNT, Len. otd., Leningrad, 779p.
- Sanders, J. E. 1960: Origine of convoluted laminae. *Geol. Mag.*, 97, 409-421.
- Sanders, J. E. 1965: Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanism. In: *Primary sedimentary structures and their Hydrodynamic interpretation* (in G.V. Middleton), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 12, 192-219.
- Schafer, W. 1956: Wirkungen der bentos-Organismen auf den jungen Schichtverband. *Seckenbergiana Lethaea* 37, 183-263.
- Schafer, W. 1972: *Ecology and paleontology of marine environments*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 538p.
- Schneiderhöhn, P. 1954: Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen bestimmung von Abrundung und Form an Sandkornern (im Hinblick auf die Verwendbarkeit an Dunnschliffen), heidelberger Beitr. Mineral. Petrol. 4, 172-191.
- Schrock, R.R. 1948: *Sequence in layered rocks*. McGraw - Hill Book Co. New York, 507p.
- Seilacher, A. 1953: *Studium zur Palichnologie, 1. Über die methoden der Palichnologie*. N. Jb. Pal., Abh., 98, 87-124.
- Seilacher, A. 1964: Biogenic sedimentary structures. In: *Approaches to paleoecology* (Ed. J. Imbrie & N.D. Newell) Willey & Sons, New York, 296-316.
- Seilacher, A. 1964b.: Sedimentological classification of Trace Fossils. *Sedimentology*, 3, 253-256.
- Seilacher, A. 1967: Bathymetry of Trace Fossils. *Marine geol.* 5, 413-428.
- Seilacher, A. 1978: Use of trace fossils assemblages for recognizing depositional environments. In: *Trace Fossil Concept* (Ed. B.P. Basan), SEPM Short Course Notes 5, 167-181.

- Seilacher, A. 1982: Distinctive features of sandy tempestites. In: *Cyclic and Event Stratification* (Ed. A. Einsele & A. Seilacher) Springer - Verlag, 333-349.
- Selley, R.C. 1970: *Ancient sedimentary environments*. Chapman & Hall, 237p.
- Selley, R.C. 1976: *An introduction to sedimentology*. Acc. Press, London, 408p.
- Selley, R. C. 1978: *Ancient sedimentary environments and their subsurface diagnostic*. Champan & Hall, 287p.
- Sharp, R. P. 1963: Wind ripples. *Jour. Geol.*, 71, 617-646.
- Shepard, F. P. 1972: Submarine canyons. *Earth-Sci., Rev.*, 8, 1-12.
- Shepard, F. P. & Marshall, N. N. 1969: Currents in La Jolla and Scrips Submarine Canyons. *Science*, 165, 3889, 177-178.
- Singh, I. B. 1969: Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, southern Norway, and their environmental significance. *Norsk. geol. Tidsskr.*, 49, 1-31.
- Singh, I. B. 1972: On the bedding in the natural-levee and the point-bar deposits of the Gomti River, Uttar Pradesh, India. *Sed. Geol.*, 7, 309-317.
- Stanley, D. J. 1967: Comparing patterns of sedimentation in some modern and ancient submarine canyons. *Earth Planetary Sci. Letters*, 3, 371-380.
- Stanley, D. J. & Unrug, R. 1972: Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine basins. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub.*, 16, 287-341.
- Straten, L. M. J. U. van. 1950: Giant ripples in tidal channels. *Koninkl. Ned. Aardrijkskde Genoot.*, 67, 336-341.
- Straten, L. M. J. U. van. 1967: Turbidites, ash layers and shell beds in the bathyal zone of the southeastern Adriatic sea. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynamique* 9, 219-240.
- Ten Haaf, E. 1956: Significance of convolute lamination. *Geol. Mijnbouwn.*, 18, 188-194.
- Tišljarić, J. 1987: *Petrologija sedimentnih stena*. RGNF, Zagreb, 242p.
- Udden, J. A. 1914: Mechanical composition of clastic sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 25, 655-744.
- Vassoevič, N. B. 1948: *Fliš i metodika evo izučenija*. Gostoptehizdat, 216p.
- Vassoevič, N. B. 1951: *Usloviya obrazovanija fliša*. Gostoptehizdat, 240p.
- Visher, G. S. 1969: Grain size distribution and depositional processes. *Jour. Sed. Petrol.*, 39, 1074-1106.

- Vistelius, A. B. 1967: Studies in mathematical Geology. Consultants Bureau, New York, 294p.
- Wadell, H. 1932: Volume, shape and roundness of rock particles. Jour. Geol., 40, 443-451.
- Walker, R. G. 1963: Distinctive types of ripple-drift cross-stratification. Sedimentology, 2, 173-188.
- Wanless, H. R. 1931: Pennsylvanian cycles in western Illinois. Ill. Geol. Sur. Bull., 60, 179-193.
- Warme, J. E. 1967: Graded bedding in the recent sediments of Mugu Lagoon, California. Jour. Sed. Petrol., 37, 540-547.
- Weller, J. M. 1930: Cyclic sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. Jour. geol., 38, 97-135.
- Wentworth, C. K. 1933: The shapes of rocks particles: a discussion. Jour. geol., 40, 433-451.
- Zingg, T. 1935: Beitrage zur Schotteranalyse. Schweiz. Miner. Petrol. Mitt., 15, 39-140.

4. LABORATORIJSKA ISPITIVANJA

Uzorcima sedimenata i sedimentnih stena donešeni sa terena ispituju se u specijalizovanim laboratorijama pod rukovodstvom stručnjaka. Sve karakteristike sedimentnih stena ne mogu se odrediti na terenu te je neophodno i njihovo laboratorijsko ispitivanje. Rezultati terenskog i laboratorijskog ispitivanja mogu poslužiti za izradu konačne verzije litostratigrafskih stubova, za izradu litofacijalnih karata i rekonstrukciju basena sedimentacije.

Laboratorijska ispitivanja vrše se po jednom utvrđenom redu, koja se prema većem broju autora svodi na sledeće:

- Priprema uzorka za analize
 - uzimanje srednje probe
 - dezintegracija i dispersija
- Mehanička analiza
 - određivanje veličine valutica šljunkovitih stena
 - određivanje oblika, zaobljenosti i sferičnosti valutica
 - određivanje veličine zrna peskovitih stena
 - određivanje zaobljenosti i sferičnosti zrna peska
 - određivanje veličine čestica pelitskih stena
- Strukturna analiza
 - impregnacija
 - uzimanje otisaka (peels)
 - rendgenska fotografija
 - merenje orijentacije zrna
- Vezivna materija
 - cement i matriks
- Mineraloška analiza
 - mineralni sastava stena (optička ispitivanja)
 - separacija minerala
 - magnetom i elektromagnetom
 - elektrostatičkim putem
 - teškim tečnostima
 - laki minerali (optička ispitivanja)
 - teški minerali (optička ispitivanja)
- Hemijska analiza
 - silikatna analiza
 - parcijalne hemijske analize
- Posebne metode ispitivanja
 - diferencijalno-termička analiza

rendgenska analiza
elektronski mikroskop
katodoluminiscentni mikroskop
izmenljivi katjoni

- Određivanje fizičkih osobina stena
- Obrada rezultata ispitivanja i grafičko predstavljanje rezultata.

Sve pomenute metode ne moraju uvek biti primenjene. Primena zavisi od vrste stena koje se ispituju i od cilja ispitivanja. Veći broj metoda kao: optička, hemijska, fizička i posebne metode ispitivanja ulaze u planove i programe predmeta drugih smerova, te ovde neće biti prikazane. Posebna pažnja posvećena je pripremi uzoraka za ispitivanje, mehaničkim analizama i obradi rezultata ispitivanja.

4.1. PRIPREMA UZORAKA ZA ANALIZE

Sva laboratorijska ispitivanja zahtevaju pripremu uzoraka koji su doneti sa terena. U zavisnosti od vrste sedimentnih stena kao i cilja ispitivanja primenjuju se različite metode ispitivanja, a samim tim vrši se i različita priprema uzoraka za analize.

Postupak za pripremu nevezanih klastita za mehaničku analizu svodi se na sledeće: nevezani sedimenti suše se na 40°C (veća temperatura se ne preporučuje pošto može doći do oštećenja minerala glina). Osušena proba se drobi prstima ili gumenim tučkom. Materijal se meša, uzima se srednja proba u približnim količinama na pr. krupnozrni šljunak 500 gr; krupnozrni pesak 200 gr; srednjozrni - 100 gr; sitnozrni - 50 gr; čestice praha i gline - 25 gr. Tako pripremljena srednja proba (ohlađena, odnosno izložena sobnoj temperaturi oko 1 čas) meri se sa tačnošću od 0.01 gr. pošto se ova težina uzima za određivanje procentualne zastupljenosti zrna određene veličine.

Uzimanje srednje probe

Na terenu se u većini slučajeva uzimaju uzorci u većim količinama i zato se u laboratoriji mora izdvojiti potrebna količina materijal za ispitivanje. Pri tome se mora voditi računa da izdvojeni materijal predstavlja uzorak u celini, kako bi rezultati dali što tačniju sliku uzorka koji se ispituje. Da bi se to postiglo uzima se srednja proba.

Postoje više načina uzimanja srednje probe od kojih je najprostije **kvartiranje**. Materijal, klastičnih sedimentata koji će biti podvrgnut mehaničkoj analizi, donešen sa terena dobro se izmeša i sipa na veći papir u obliku pogače, koja se zatim deli staklenom pločom na četiri dela. Uzimaju se unakrsni delovi i ceo postupak se ponavlja toliko puta, dok se ne dobije potrebna količina materijala za ispitivanje.

Ukoliko se vrši uzimanje srednje probe od vezanog materijala neophodno je izvršiti dezintegraciju i/ili dispersiju.

Dezintegracija i dispersija

Ukoliko su klastični sedimenti vezani glinenim matriksom, isti se može lako odstraniti, a da se pri tome ne ošteti veličina zrna. Vezivna materija odstranjuje se lakše ili teže u zavisnosti od njene prirode. Silicijski cement ne može se odstraniti bez oštećenja zrna, te se mehanička analiza svodi na određivanje veličine zrna iz petrografskih preparata optičkim putem.

Dezintegracija vezanih stena, naročito peščara i alevrolita, može se primeniti u onim slučajevima kada odstranjenje veziva ne oštećuje veličinu zrna, odnosno kada je prisutan glineni matriks ili karbonatni i gvožđeviti cement. U drugim slučajevima, specijalno kada je cement silicijske prirode, mehanička analiza radi se na petrografskim preparatima.

Dezintegracija može biti mehanička i hemijska. Peskovite stene se drobe do veličine iznad 2 mm a zatim se u zavisnosti od cementne materije dejstvuje razblaženim kiselinama (kalcitski cement se odstranjuje 3-5% HCl, 5-10% HCl uz ključanje ukoliko je cement dolomitski ili sideritski, ukoliko je cement izgrađen od hidroksida gvožđa deluje se 10-20% HCl uz ključanje i td.).

Za *dispervovanje* se upotrebljava magnetna mešalica ili drmalica. Postupak je sledeći: U sud od 400 ml stavi se uzorak i 200 ml destilisane ili dejonizirane vode. Tome se doda 50 ml 10% Calgona-natrijum heksametafosfata (dispersivni agens) i ostavlja se da prenoći, zatim se stavlja na magnetnu mešalicu ili drmalicu i meša se od 5 (glina) do 30 minuta (alevrit i peščar). Najbolji rezultati dispervovanja se dobijaju upotrebom ultrazvuka, kada dolazi do potpunog razbijanja glinenih agregata na sastavne čestice.

4.2. MEHANIČKE ANALIZE

Mehanička analiza klastičnih sedimentata svodi se na određivanje veličine i oblika zrna, koji karakterišu strukturu sedimentnih stena. Pod strukturom klastičnih sedimentnih stena podrazumeva se unutrašnja građa stene uslovljena veličinom i oblikom zrna u steni.

Klastične (terigene) stene izdvojene su na osnovu veličine i oblika zrna na nekoliko grupa: krupnozrne-šljunkovite, srednjozrne-peskovite, sitnozrne-alevritske i fino-zrne-glinene stene. Za određivanje veličine zrna svake od ovih grupa koriste se različite metode (Sl. 138.).

Neophodno je napomenuti da za označavanje iste veličine zrna postoje različiti termini (Tab. 19).

Dati termini imaju široku upotrebu na pr. pojedini peščari se označavaju kao kvarcareniti, litareniti i td. Karakteristično je da granice pojedinih vrsta klastita variraju u zavisnosti od upotrebene skale (Tab. 20).

4.2.2. Određivanje oblika valutaka

Oblik valutaka (fragmenata) zavisen je od fizičkih karakteristika stena od kojih je valutak izgrađen, od stepena zaobljenosti i sekundarnih promena.

Određivanje oblika valutaka (fragmenata) može da posluži za određivanje njihovog porekla, pravca prinosa materijala kao i od udaljenosti od matične stene.

Stepen zaobljenosti valutaka daje tkz. sedimentacioni oblik, koji zavisi od mnogih faktora kao što su: vrsta materijala (stene) od koga je valutak ili fragment izgrađen, njihove fizičko-hemijske karakteristike, vrste i dužine transporta i td.

Sekundaran oblik zrna uslovljen je regeneracijom klastičnih zrna, korozijom i deformacijom. Regeneracija uključuje sekundarno narašćivanje zrna, koje je karakteristično za zrna peska, i pojavu ovoja (omotača) oko zrna. Korozija nastaje kao rezultat rastvaranja zrna i valutica materijom veziva. Deformacija zrna i valutica zavisi od dejstva pritiska i vrste materijala koja ih izgrađuje.

Određivanje oblika zrna odnosno valutka (fragmenata), morfometrija zrna, može se vršiti na nekoliko načina: vizuelnim putem, vizuelnim poređenjem sa standardom i direktnim merenjem.

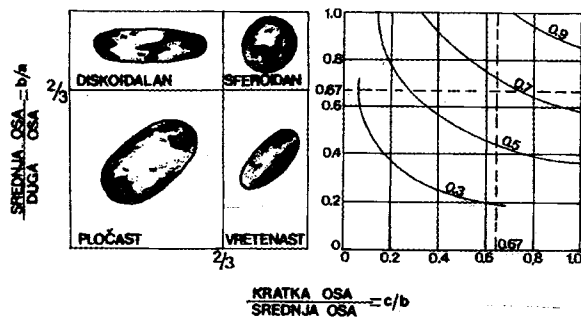
Opis oblika zavisi od samog operatora i može biti deskriptivan sa opisivanjem geometrije zrna, kao na pr. kockast, sferičan, eliptičan, diskoidalno i td., ili pak sa opisom kristalnog oblika (kod zrna), kao na pr. euhedralan, anhedralan, heksagonalan i td., mada ovakvi opisi daju određene informacije mnogo su pouzdaniji podaci merenja izraženi numeričkim vrednostima. Kao najčešće upotrebljeni kvantitativni parametri izdvajaju se sferičnost, indeks zaobljenosti i indeks izduženja.

Sferičnost prema Wadell-u (1932) okarakterisana je numeričkim vrednostima dobivenim merenjem površine zrna i zapremine, odnosno može se iskazati odnosom zapremine zrna prema zapremini opisanog kruga. Krumbein (1941) sferičnost izražava sledećom jednačinom:

$$\text{sferičnost} = \sqrt[3]{\frac{a \times b \times c}{a^2}}$$

gde je a - najduža osa, b - srednja osa, c - najkraća osa.

Zingg (1935) je dao klasifikaciju oblika valutaka sličnu po konceptu sferičnosti. Njegova klasifikacija zasniva se na odnosu osa b/a i c/b, koji izdvaja četiri osnovna oblika: diskoidalno, sferoidalno, pločasto i vretenasto (Sl. 140. i Tab. 21).



Sl. 140 Osnovni oblici valutaka prema Zingg-u.

Tab. 21

klasa	b/a	c/b	oblik
1	> 2/3	< 2/3	diskoidalno
2	> 2/3	> 2/3	sferoidalno
3	< 2/3	< 2/3	pločasto
4	< 2/3	> 2/3	vretenasto

Zaobljenost - prema Wadell-u (1932), može se predstaviti sledećom jednačinom:

$$n = \frac{\text{srednji prečnik uglova i ivica}}{\text{prečnik maksimalno upisanog kruga}}$$

gde je n - indeks zaobljenosti, odnosno stepen zaobljenosti, koji može da se predstavi i na sledeći način:

$$n = \frac{\sum r}{R \cdot N}$$

r - poluprečnici upisanih krugova; R - poluprečnik najvećeg upisanog kruga; N - broj uglova u kojima su upisani krugovi uključujući uglove, gde su poluprečnici = 0.

Određivanje indeksa zaobljenosti prema Wentworth-u (1933) vrši se na osnovu sledeće jednačine (Sl. 141.):

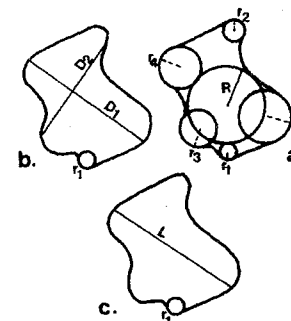
$$n = \frac{r_1}{R}$$

gde je r₁ - najmanji poluprečnik a R - srednji prečnik koji se dobija iz jednačine

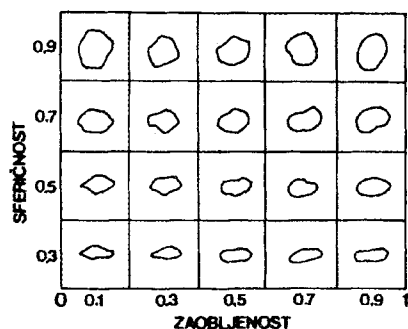
$$R = \frac{D_1 + D_2}{4}$$

gde je D₁ najduža osa zrna a D₂ srednja osa zrna.

Kod pomenutih metoda indeks (stepen) zaobljenosti izražava se brojčanim vrednostima od 0 (najslabija zaobljenost) do 1 (najbolja zaobljenost), Sl. 142.

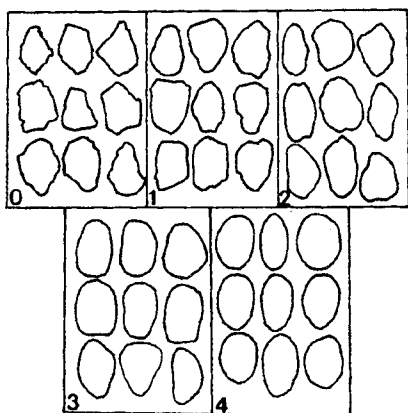


Sl. 141 - Zaobljenost zrna. Određivanje indeksa prema a. Wadell-u; b. Wentworth-u; c. Cailleux-u.



Sl. 142 - Sferičnost i zaobljenost prema Krumbein-u & Sloss-u, 1955.

Merenje indeksa zaobljenosti može se vršiti i čisto vizuelnim putem, određivanjem prema postojećim skalama **Krumbein & Sloss-a**, **Pettijohn-a**, **Habakov-a** i dr. Pomenuti autori izdvojili su zrna u pet grupa od uglastih do dobro zaobljenih (Sl. 53, Sl. 143. i Tab. 12).



Sl. 143 - Skala zaobljenosti.

Koristeći pomenutu skalu (Sl. 53, Sl. 143.) **Habakov (1957)** je dao metodu za određivanje relativne zaobljenosti šljunkovitih sedimenata. Uzima se 75 do 100 valutica, odnosno odlomaka približno istog sastava, koji se klasiraju na 5 pomenutih klasa. Vizuelnim poređenjem valutice se izdvajaju u 5 klasa (od 0 do 4), broje se po izdvojenim klasama i koristeći sledeću formulu:

$$p = \frac{(0 \times n_0 + 1 \times n_1 + 2 \times n_2 + 3 \times n_3 + 4 \times n_4) \times 25}{n}$$

određuje se relativna srednja zaobljenost, gde je
 p - srednja zaobljenost izražena u procentima,
 n₀-n₄ - broj valutica po izdvojenim klasama,
 n - ukupan broj merenih valutica.

Za psefitsku stenu, gde 5 valutica (fragmenata) odgovaraju 0 klasi, 15 prvoj, 30 drugoj, 12 trećoj i nijedna četvrtoj klasi, srednja zaobljenost biće:

$$p = \frac{(0 \times 5 + 1 \times 15 + 2 \times 30 + 3 \times 12 + 4 \times 0) \times 25}{62} = 44,76\%$$

odnosno odgovaraće poluzaobljenim zrnima.

Izduženost - Odnosno indeks izduženosti zrna prema **Schneiderhöhn-u (1954)** predstavlja odnos najveće širine prema najvećoj dužini zrna. **Folk (1966)** je predložio da se izduženost meri koristeći najmanju projekciju širine i dužine zrna i na osnovu indeksa izduženosti izdvojio je određene klase (Tab. 13).

Morfometrija zrna, odnosno određivanje najčešće upotrebljanih parametara: sferičnosti, indeksa zaobljenosti i indeksa izduženosti, je rutinska relativno brza metoda, koja se radi na većem broju valutica i odlomaka. Koja će od metoda biti upotrebljena, zavisi od većeg broja faktora kao na pr. veličine zrna, vezanosti zrna, potrebe za određenim parametrima u zavisnosti od cilja rada itd.

Značaj morfometrijskih ispitivanja je dosta veliki. Prema **Krumbein & Sloss-u (1963)** sferičnost i zaobljenost zrna mogu da ukažu na uslove depozicije, a imaju i važnu ulogu u korelaciji sedimenata. Pomenuti autori su odredili, da peskovi određenih sredina imaju određene vrednosti pomenutih parametara, kao što se vidi na tab. 22.

Tab. 22

Sedimenti	srednja sferičnost	srednja zaobljenost
pesak dina, Illinois	0.75	0.70
pesak plaža, Illinois	0.83	0.64
peščar (karbon), Illinois	0.73	0.54
peščar (ordovicium), Illinois	0.83	0.77

Krumbein & Sloss, 1963.

Naročiti značaj za korelaciju imaju srednja sferičnost i standardna devijacija sferičnosti. Srednja sferičnost se dobija iz kumulativne krive (koristeći Inmanovu metodu), kod koje se na ordinati nalaze kumulativni procenti, a na apcisi, koja nije transformisana u logaritme, sferičnost.

Srednja sferičnost iznosi $(x_{84} + x_{16})/2$, a standardna devijacija sferičnosti $(x_{84} - x_{16})/2$.

Tačno izračunavanje standardne devijacije sferičnosti vrši se na osnovu sledeće jednačine :

$$\left\{ \frac{\sum fm^2 - \frac{(\sum fm)^2}{N}}{N} \right\}^{1/2}$$

gde je m - srednja veličina klase, f - učestanost, N - ukupna učestanost.

4.2.3. Određivanje površine zrna

Određivanje površine zrna ima veliki značaj za tumačenja sredine i uslova sedimentacije. Kakva će biti površina zrna uglavnom zavisi od vrste transporta, manje od vrste materijala ili stene koja ga izgrađuje ili od oblika zrna.

Na površini zrna, pod uticajem različitog transporta, može doći do sledećih pojava:

- poliranja površine zrna pod uticajem transporta vetrom
- strija na površini zrna pod uticajem transporta lednikom
- nagrizanja površine zrna pod uticajem erozije i
- matiranje površine zrna pod uticajem transporta vodom.

Određivanje površine zrna može se vršiti pod lupom ili mikroskopom. Najčešće se koristi elektronski mikroskop. Danas se sa sigurnošću mogu izdvojiti, na osnovu proučavanja površine zrna, sledeće sredine: litoralne-plaže, eolske-dine, glacijalne i dr., kao i postdepozicione sredine, koje zavise od mehaničkih i hemijskih procesa, koji su delovali za vreme erozije, transporta i depozicije.

4.2.4. Određivanje veličine zrna peskovitih stena

Određivanje veličine zrna peska - granulometrijska analiza - vrši se isključivo u laboratoriji metodom prosejavanja ili iz petrografskih preparata. Pripremljena srednja proba, prethodno oslobođena primesa, sa slobodnim zrnima peska prosejava se na slogu sita određene veličine otvora.

Metoda prosejavanja - uglavnom se primenjuje za zrna peska, ali može se primeniti i na šljunak ispod 32 odnosno 16 mm. Za čestice praha i gline, ovom metodom dobija se samo zastupljenost čestica ispod 0.063 mm, tako da se njihova veličina čestica obično određuje drugim metodama.

Prosejavanje, koje može biti suvo ili mokro, vrši se na vibracionoj mašini sa slogom sita određene veličine otvora, koja su tako složena da svako donje sito ima otvore za polovinu manje od gornjeg sita, na pr. 2, 1, 0.5, 0.25, 0.125, 0.063 mm.

Otvori koji mogu biti okruglog ili kvadratnog oblika, mogu se izražavati milimetraskom skalom, fi skalom ili mešima, bilo Tylerovim ili U.S. standarima (Tab. 23).

Pre svakog sejanja sita se moraju dobro očistiti. Na tako očišćena sita stavlja se određena količina pripremljene srednje probe i prosejavanje se vrši 10 minuta.

Tab. 23

OTVORI SITA		
fi skala	skala u mm	meši (Tyler)
-4.00	16.000	-
-3.00	8.000	2.5
-2.00	4.000	5.0
-1.00	2.000	9.0
0.00	1.000	16.0
1.00	0.500	32.0
2.00	0.250	60.0
3.00	0.125	115.0
4.00	0.063	250.0

Po isteku tog vremena materijal, koji je ostao na sitima određene veličine otvora, pažljivo se skida sa sita, meri se i preračunava. Pošto je uvek poznata prvobitna masa probe mogu se izračunati procenti masa, a njihovim zbiranjem i kumulativni (zbirni) procenti (Tab. 24).

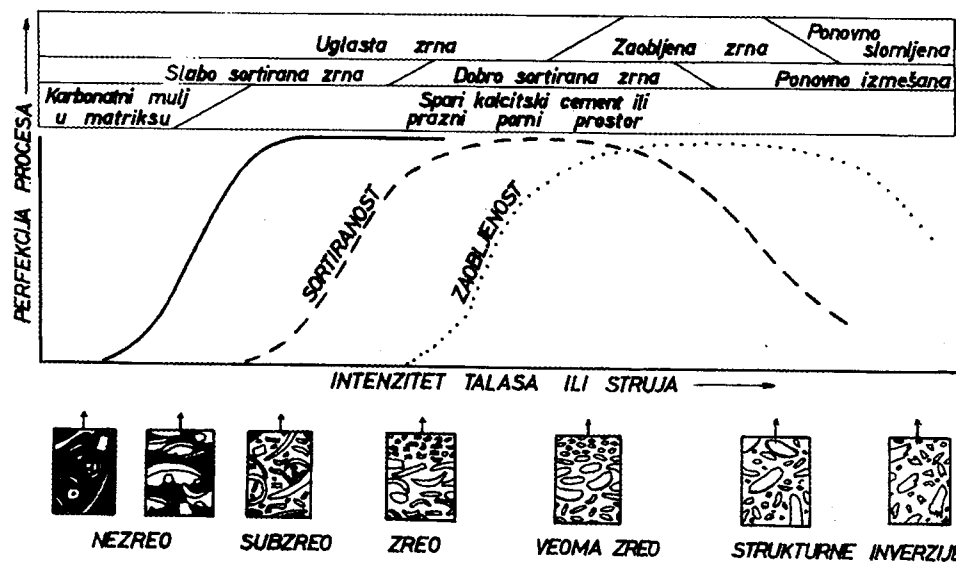
Tab. 24

GRANULOMETRIJSKA ANALIZA				
Uzorak 1		masa 100 g		
otvori sita u mm	frakcije	masa u g	% mase	kumulativni %
16.000	veća od 16.00	0.70	0.70	0.70
8.000	16.00-8.00	2.71	2.71	3.41
4.000	8.00-4.00	2.99	2.99	6.40
2.000	4.00-2.00	7.14	7.14	13.54
1.000	2.00-1.00	26.64	26.64	40.18
0.500	1.00-0.50	17.60	17.60	57.78
0.250	0.50-0.25	15.91	15.91	73.69
0.125	0.25-0.125	13.72	13.72	87.41
0.063	0.125-0.063	10.55	10.55	97.96
	manje od 0.063	2.04	2.04	100.00
šljunak: pesak: prah = 13.54%: 84.42%: 2.04%				
odredba stene: šljunkoviti PESAK				

Po završetku sejanja, sita se čiste četkama a povremeno se moraju prati u toploj sapunici. Ukoliko i tada nisu čista, moraju se prokuvati u 5% rastvoru sirćetne kiseline, ali posle toga treba ih dobro isprati vodom da bi se u potpunosti odstranila kiselina.

4.2.5. Matematička obrada podataka i grafičko predstavljanje

Određivanje veličine zrna, direktnim merenjem kao kod šljunkovitih stena, metodom prosejavanja kod šljunkovitih i peskovitih stena ili sedimentacionim metodom (kod sitno i fino-zrnih sedimenata) kao i oblika zrna, ima veliki značaj i služi za klasifikaciju klastičnih stena; korelaciju uzoraka iz sličnih depozicionih sredina ili stratigrafskih jedinica; za određivanje agenasa transporta i sedimentacije (vetar, reka, tokovi i td.); za određivanje procesa finalne depozicije (suspenzije, vučenja-kotrljanja, saltacije); na energiju vodene sredine odnosno intenzitet talasa i struja (Sl. 144.) kao i za određivanje sredine depozicije (prelazne - plaže, marinske - plitkovodne (litoralne), kontinentalne - aluvijalne i td.).

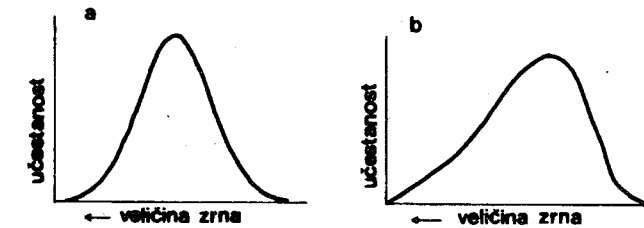


Sl. 144 - Odnos među razvijanjem fino-zrnih sedimenata, sortiranosti i zaobljenosti čestica karbonatnih stena. Folk, 1962.

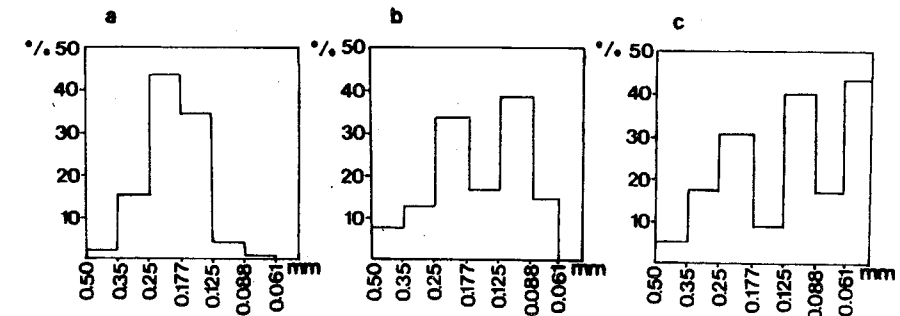
Radi lakšeg očitavanja rezultata granulometrijske analize, pogotovo ako se radi sa velikim brojem uzoraka, preporučuje se grafičko predstavljanje rezultata ove analize.

Najčešći način grafičkog predstavljanja granulometrijske analize, odnosno procenata masa, je pomoću **histograma i krive učestanosti**, (Sl. 145 i 146.), koristeći koordinatni sistem. Na ordinatu se nanose procenti, a na abscisu veličine frakcije. Tom prilikom se koriste milimetarska ili fi skala, sa podelama koje mogu biti logaritamske, aritmetičke ili geometrijske.

Histogrami su vrlo pregledni, zastupljenost frakcija određene veličine zrna lako se očitava, ali oni ne mogu da posluže za određivanje statističkih parametara. Histogrami mogu biti unimodalni, kada jedna frakcija preovlađuje, bimodalni ili polimodalni kada se dve ili više frakcija ističu nad ostalima (Sl. 146.).



Sl. 145 - Krive učestanosti. a. simetrična, b. asimetrična.



Sl. 146 - Histogrami, različite vrste.

Rezultati granulometrijske analize predstavljaju se i pomoću trougaonih dijagrama, koji pokazuju relativne količine tri komponente pesak-prah-glina ili šljunak-pesak-prah i td. (Sl. 147.). Ovi dijagrami su pogodni za klasifikaciju mešanih sedimenata.

Jedan od najpogodnijih načina predstavljanja granulometrijske analize je pomoću **kumulativne krive** (Sl. 148.). Ona se konstruiše na semilogaritamskom papiru, a na osnovu kumulativnih (zbirnih) procenata, kao veličine zrna izražene u mm ili fi vrednostima. Poslednja je pogodnija za izračunavanje granulometrijskih parametara i grafičko predstavljanje.

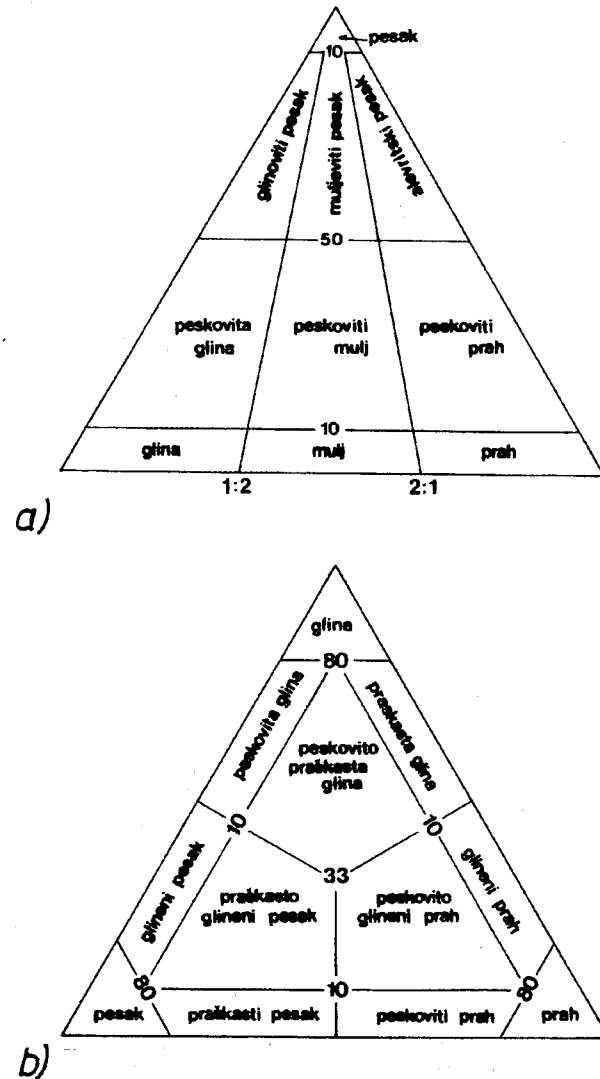
Fi (phi) skala koju upotrebljavaju američki autori, predstavlja Krumbein-ovu logaritamsku transformaciju Wentworth-ove skale, prikazane ranije. Jednačina prema kojoj se vrši ova transformacija je sledeća:

$$\phi = -\log_2 \xi$$

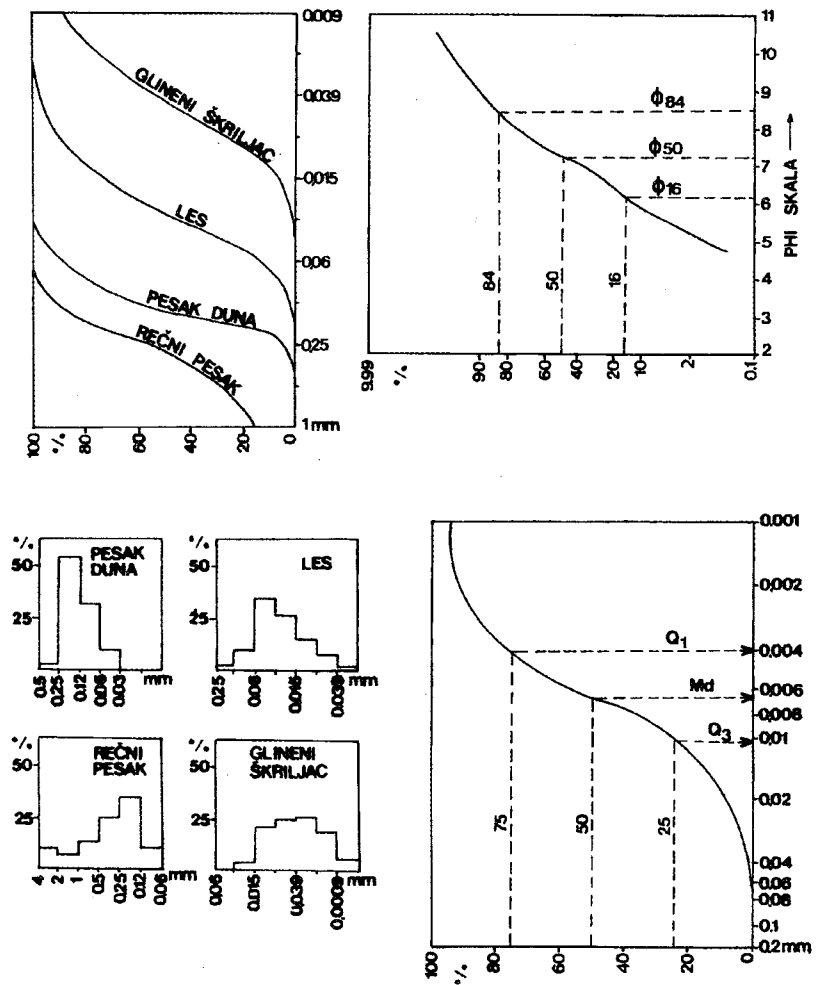
gde je ξ diameter u mm.

Kriva konstruisana na fi-skali ima nešto drukčiji oblik, nego ista konstruisana na semilogaritamskom papiru sa milimetarskom skalom (Sl. 148.). Na osnovu kumulativne krive, koja je najpogodnija za direktnu primenu statističke analize, kod prikazivanja rezultata granulometrijske analize, izračunavaju se granulometrijski parametri od kojih se najčešće upotrebljavaju srednja veličina zrna - **Md (medijana)**, prva i treća kvartila (Q_1 i Q_3). Srednja veličina zrna Md je ona veličina zrna od koje je

50% materijala krupnijeg odnosno sitnijeg zrna. Ona se konstruiše kada se iz tačke preseka 50% i kumulativne krive spusti normala na abscisu i na skali očita veličina izražena u milimetrima. Prva i treća kvartila su one veličine zrna od kojih ima 25 odnosno 75% sitnijih odnosno krupnijih zrna. Treća kvartila Q_3 dobija se na isti način kao i Md samo iz tačke preseka 25% i kumulativne krive, a prva kvartila Q_1 iz tačke preseka 75% i kumulativne krive. Na isti način se mogu konstruisati bilo koji parametri, na pr. P_{10} , P_{90} , C (na 1%) i td.



Sl. 147 - Trougaoni dijagrami za mešavine pesak-prah-glina prema a. Folk-u (1954) i b. Gorsline-u (1960).



Sl. 148 - Kumulativne krive (na mm-skali i fi-skali) i odgovarajući histogrami.

Na osnovu pomenutih granulometrijskih parametara mogu se izračunati koeficijent sortiranosti, asimetričnosti kao i kurtosis. Koeficijent sortiranosti određuje se kao kvadratni koren odnosa kvartila i označava stepen jednoobraznosti zrna po veličini. Prema Trask-u (1930) koeficijent sortiranosti određuje se na osnovu tablice koristeći jednačinu:

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

- $S_o = 1.00 - 1.58$ dobro sortiran
- $S_o = 1.58 - 2.12$ srednje sortiran
- $S_o = \text{veće od } 2.12$ slabo (loše) sortiran

Koeficijent asimetričnosti Sk određuje simetričnost odnosno asimetričnost distribucije frakcija. Prema Trask-u je:

$$Sk = \frac{Q_3 \times Q_1}{Md^2}$$

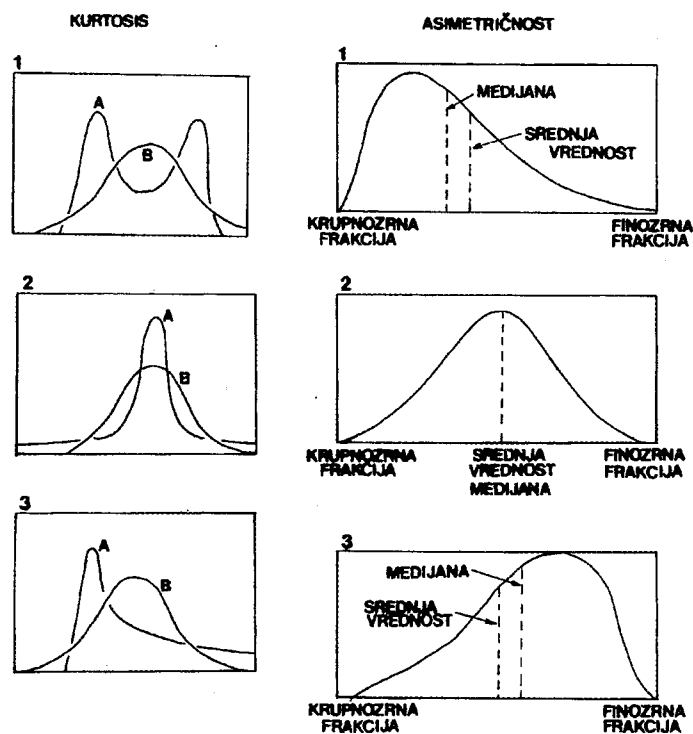
Ako se moda, preovlađujuća veličina zrna, nalazi u odnosu na medijanu na strani sitnijih zrna Sk je veće od 1, a ako se nalazi na strani krupnijih čestica manje je od 1, što znači da je kriva učestanosti asimetrična na strani sitnijih odnosno krupnijih zrna.

Kurtosis (ekces) označava stepen zaoštrenosti granulometrijske krive i izražava se sledećom jednačinom:

$$Kq = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{10} - P_{90})}$$

gde P_{10} označava veličinu zrna na 10 %, a P_{90} na 90 %.

Kurtosis daje odnos između sortiranja u repu krive i u centralnom delu krive. Ako je u centralnom delu krive sortiranje bolje, kriva je "leptokurtik" tipa; ako je sortiranje bolja u repu krive ona je "platikurtik" tipa. Poslednji tip ukazuje da je sediment odnosno njegov histogram bimodal. Kod normalne simetrične raspodele zrna kurtosis je jednak nuli. Oštre krive imaju pozitivan a više ravne negativan kurtosis.



Sl. 149 - Kurtosis i asimetričnost. Folk, 1968.

Na Sl. 149. prikazana je asimetričnost i kurtosis. Kod asimetričnosti kriva 1 pokazuje pozitivnu asimetričnost, tj. asimetričnost na strani krupnijih zrna; kriva 2 prikazuje simetričnu raspodelu, kada je asimetričnost ravna jedinici i kriva 3 negativnu asimetričnost. Na istoj slici kod kurtosisa kriva B predstavlja normalnu distribuciju. Kriva A na prvoj slici predstavlja "platikurtik" tip, na Sl. 149/2 je izražen "leptokurtik" tip a na Sl. 149/3 kriva A predstavlja krivu "leptokurtik" tipa sa pozitivnom asimetričnošću.

Ukoliko se koristi fi skala granulometrijski parametri i koeficijenti se dobijaju prema različitim autorima na različit način (Tab. 25).

Tab. 25

SREDNJA VREDNOST	
Medijana ϕ_{50}	Trask (1930)
$M\phi = (\phi_{16} + \phi_{84})/2$	Otto (1939), Inman (1952)
$Mz = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$	Folk i Ward (1957)
$SV = (\phi_{10} + \phi_{30} + \phi_{50} + \phi_{70} + \phi_{90})/5$	McCammion (1962)
$SV = (\phi_{05} + \phi_{15} + \dots + \phi_{95})/10$	McCammion (1962)
SORTIRANOST	
$So = (\phi_{75} - \phi_{25})/1.35$	Krumbein (1934)
$So = (\phi_{84} - \phi_{16})/2$	Otto (1939), Inman (1952)
$So = (\phi_{84} - \phi_{16})/4 + (\phi_{95} - \phi_{05})/6.6$	Folk i Ward (1957)
$So = (\phi_{85} + \phi_{95} - \phi_{15} - \phi_{05})/5.4$	McCammion (1962)
$So = (\phi_{70} + \phi_{80} + \phi_{90} + \phi_{97} - \phi_{03} - \phi_{10} - \phi_{20} - \phi_{30})/9.1$	McCammion (1962)
ASIMETRIČNOST	
$Skq\phi = (\phi_{25} + \phi_{75} - 2(\phi_{50}))/2$	Krumbein i Pettijohn
$\alpha_2\phi = (\phi_{05} + \phi_{95} - 2(\phi_{50})) / (\phi_{84} - \phi_{16})$	Inman (1952)
$\alpha_1\phi = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2(\phi_{50})) / (\phi_{84} - \phi_{16})$	Inman (1952)
$Sk_1 = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2(\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_{05} - 2(\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_{05})}$	Folk i Ward (1957)
KURTOSIS	
$Kqa = (\phi_{75} - \phi_{25})/2(\phi_{90} - \phi_{10})$	Krumbein i Pettijohn (1938)
$\Phi = ((\phi_{95} - \phi_{05}) - (\phi_{84} - \phi_{16})) / (\phi_{84} - \phi_{16})$	Inman (1952)
$KG = (\phi_{95} - \phi_{05})/2.44(\phi_{75} - \phi_{25})$	Folk i Ward (1957)

Sortiranost se prema Folk-u intepetira na sledeći način:

0.35	= vrlo dobro sortiran
.35-0.50	= dobro sortiran
.50-0.71	= srednje sortiran (bolje)
.71-1.00	= srednje sortiran (slabije)
1.00-2.00	= slabo sortiran
2.00-4.00	= vrlo slabo sortiran
4.00	= ekstremno slabo sortiran

Folk je dao klasifikaciju asimetričnosti:

- + 1.00 do + 0.30 jako asimetrična kriva (pozitivna)
- + 0.30 do + 0.10 asimetrična kriva
- + 0.10 do - 0.10 skoro simetrična kriva
- 0.10 do - 0.30 asimetrična kriva (negativna)
- 0.30 do - 1.00 jako asimetrična kriva (negativna)

Interpretacija kurtosis vrši se na osnovu sledećih vrednosti :

K_g = manje od 0.67 izražen platikurtik tip

0.67 - 0.90 platikurtik tip

0.90 - 1.11 mesokurtik tip

1.11 - 1.50 leptokurtik tip

1.50 - 3.00 izražen leptokurtik tip

veće od 3.00 ekstremno izražen leptokurtik tip.

Kod statističke obrade rezultata granulometrijske analize često se određuje i srednja aritmetička veličina zrna Ma i standardna devijacija.

$$Ma = \frac{\sum x \times f(x)}{N}$$

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum d^2 \times f(x)}{N}}$$

gde je x - srednja veličina zrna svake frakcije, $f(x)$ - količina frakcije u %, N = broj frakcija; $d = x - Ma$.

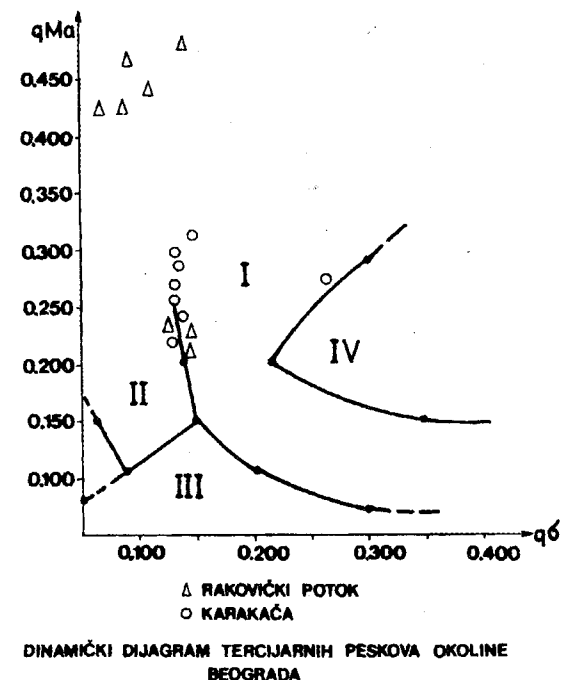
Srednja aritmetička veličina i standardna devijacija našle su široku primenu kod izračunavanja i konstruisanja Ruhinovog dinamičkog dijagrama. Dinamički dijagram **Ruhin-a** (1947), Sl. 150, izdvaja četiri polja i to: I. polje priobalskih peskova, ili peskova plaža, taloženih pri jakim pokretima vodene sredine; II. polje marinskih i jezerskih peskova taloženih pri slabim pokretima vodene sredine; III. polje rečnih peskova i IV. polje eolskih peskova.

Ruhinov dijagram (Sl.150) je jedan od prvih dijagrama, koji se koristio za interpretaciju geneze, mada on odražava samo dinamičke uslove taloženja. On se može primeniti kod dobro sortiranih peskova, kod kojih prečnik zrna najkrupnije frakcije nije 7-8 puta veći od prečnika zrna najsitnije frakcije (ne uključujući frakciju od 0.05 mm). Jedna od najvećih mana je pogrešno izdvojeno eolsko polje.

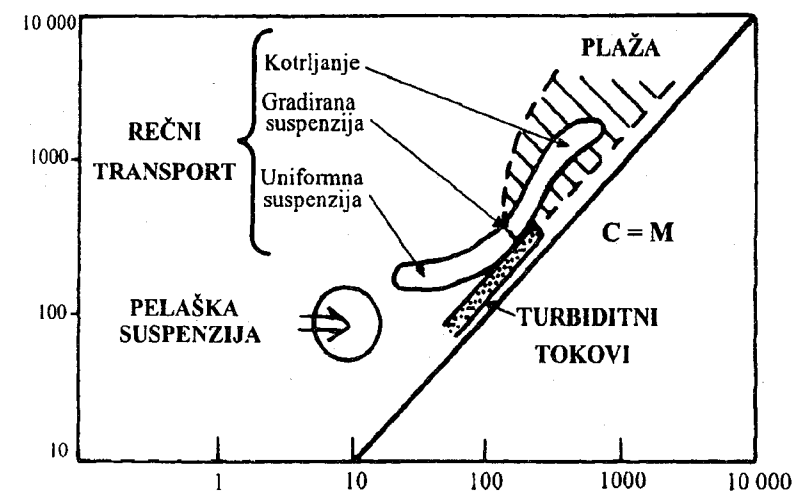
Veću primenu našao je **Passega-in** (1957, 1964; Sl. 151) dijagram koji je zasnovan na činjenici da se transport sedimenata vrši kotrljanjem pri dnu, vučenjem u gradiranoj suspenziji u kojoj gornji delovi imaju manju gustinu od donjih, kao i putem premeštanja čestica u uniformnoj suspenziji. Odnos među naznačenim vrstama zavisi od dinamike toka.

Za utvrđivanje vrste transporta **Passega** uzima dve veličine: medijanu (srednju veličinu zrna) - Md i C - kvartilu na 1%, odnosno najkrupnozrniji deo sedimenata. Na dijagramu CM **Passega** je izdvojio određena polja od kojih svako odgovara sedi-

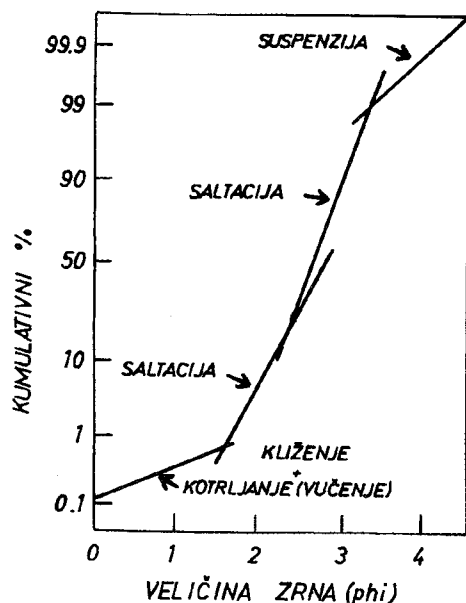
mentu transportovanom i taloženom vodenim tokom određenog tipa. Metoda se odnosi samo na sedimente taložene u vodenoj sredini i mada se rezultati poklapaju sa rezultatima drugih metoda, prema mišljenju **Šanov-a** (1969), potrebna je obazrivost kod interpretacije analize sedimenata iz geološke prošlosti.



Sl. 150 - Ruhin-ov dijagram.



Visher, (1969) sugerira da se kumulativna kriva (konstruisana na fi skali) može podeliti na dva, tri ili četiri segmenta (Sl. 152.). Svaki segment odgovara određenoj dinamici transporta: vučenju (kotrljanju), saltaciji i suspenziji.



Sl. 152 - Linearni segmenti na linearnoj kumulativnoj krivi. Visher, 1969.

Samo sveukupna ispitivanja, terenska i laboratorijska, mogu ukazati na sredine i uslove depozicije.

Granulometrijski parametri imaju veliki značaj i za korelaciju sedimenata. Ispitivanja su pokazala da se na osnovu granulometrijskih parametara dobija dobra korelacija sedimenata.

4.2.6. Određivanje veličine čestica alevritskih i glinenih stena

Određivanja veličine čestica ovih stena vrše se instrumentalnim metodama koje se uglavnom zasnivaju na zavisnosti brzine taloženja čestica.

Upotrebljavaju se metode zasnovane na Stoks-ovom zakonu (pipet - metoda, metoda dekantacije), Oden-ovom zakonu (metoda hidrometrisanja - aerometri-sanja). Pored toga često se upotrebljava i sedimentaciona tuba.

U ovom kursu nećemo ulaziti u interpretaciju ovih metoda.

Metoda Doeglas-a, (1955) direktno koristi kumulativne krive za izdvajanje sedimenata formiranih u različitim dinamičkim uslovima. On izdvaja tri osnovna tipa kumulativnih kriva koje označava kao R, S i T tip. Krive tipa R predstavljaju sedimente bez najfinoznije frakcije; tip T ukazuje da najkrupnozrnija frakcija nije zastupljena, a tip S da nedostaju kako najfinoznije tako i najkrupnozrnije frakcije. Na osnovu ovih istraživanja Doeglas je izdvojio sledeće genetske komplekse: aluvijalni, jezerski, delte jezera, vodoplavnih ravnica, eolski, marinski i dr. Od marinskih izdvaja litoralni, neritski i abisalni.

Za interpretaciju uslova i sredine taloženja ne mogu se uzimati u obzir samo granulometrijski sastav već i drugi faktori kao na pr. sastav materijala, oblik zrna, udaljenost od matične stene i dr.

4.3. STRUKTURNE ANALIZE

Strukture sedimenata i sedimentnih stena odražavaju unutrašnju građu uslovljenu veličinom i oblikom zrna u steni, te predstavlja osnovnu karakteristiku sedimenata. Pri radu sa nevezanim ili poluvezanim sedimentima teškoće se javljaju, ne samo kod određivanja strukture nego specijalno kod određivanja teksturnih karakteristika. Da bi se strukture, a posebno teksture bolje uočile potrebno je izvršiti impregnaciju sedimenata, vodeći računa da pri tome ne dođe do pomeranja zrna i narušavanja njihove orijentacije.

Tehnika impregnacije usavršavala se godinama. Prvo je impregnacija vršena na nevezanim sedimentima da bi se od njih mogli uraditi providni petrografski preparati. Određivanje i merenje permeabiliteta i poroznosti stena, kao i detekcije malih pukotina u steni, stimulisalo je i usavršavalo nove tehnike impregnacije.

U idealnim slučajevima materijal za impregnaciju trebalo bi da zadovoljava sledeće uslove: da ima relativno nisku viskoznost, da bude stabilan pri višim temperaturama, čvrst na sobnoj temperaturi, da se lako izdvaja od mineralnih zrna i da ima indeks prelamanja blizak indeksu kanada balsama, da se lako seče i brusi.

4.3.1. Impregnacija

Jedna od prvih i najprostijih impregnacija vezanih ili poluvezanih sedimenata za izradu petrografskih preparata je impregnacija kanada balzomom. Uzorak se potapa u terpentini, zatim u kanada balsam i zagreva se dok isečeni komad sedimenta ne očvrstne. Bolja impregnacija slabo propustljivih sedimenata postiže se ako se impregnacija vrši u vakumu.

Impregnacija slabo vezanih ili nevezanih sedimenata, kod kojih je potrebno odrediti strukturne i teksturne karakteristike, vrši se pomoću sintetičkih smola. Poliesteri i druge smole su odlična veziva, rezistantna na lom i hemijske reakcije, otporne na temperaturne promene, lako se obrađuju i poliraju. Njihov nedostatak predstavljaju relativno kratak vek trajanja i indeks prelamanja, koji je veći od kanada balsama (obično 1.60 do 1.64) što otežava mineraloško određivanje.

Za vezivanje se upotrebljavaju kastolit, kastolit očvršćivač, laminac smola 4126 i dr. kao i epoksi smole sa Butul glycidyl ili sa Diethylenetriamine-om.

Impregnacija epoksi smolama metodom koju su razradili Cavanaugh & Knutson (1960), je vrlo pogodna pošto se prostom impregnacijom mogu impregnirati više uzoraka istovremeno. Vršiti se potpuna saturacija nevezanih sedimenata sa propustljivošću većom od 0.1 milidarsija. Postupak je sledeći: Uzorak isečen 2 x 2 x 1 suši se na 125°C. Oko 200 ml plastične smeše je dovoljno za impregnaciju 10 uzoraka. Posle hlađenja uzorci se stavljaju u sud i svaki prekriva smešom epoksi smole i 5 ml "butyl glycidyl" etra, kome je dodato 20 ml "Diethylenetriamine"-a. Tako pripremljeni uzorci podvrgavaju se pritiscima po mogućnosti u vakumu u trajanju od 45 minuta. Pritisak se povećava u toku 1 časa od 100 do 125 atm azota i tom prilikom uzorci postaju želatinozni. Zatim se zagrevaju na 125°C u roku od 2 sata. Hlađenjem dolazi do očvršćavanja plastike. Višak plastike se iseca i uzorak je pripremljen za rad.

4.3.2. Uzimanje otisaka (peels)

Površinska impregnacija sa uzimanjem reljefnih otisaka nevezanih sedimentata, vrši se u cilju očuvanja teksturnih oblika nevezanih sedimentata kao i donošenja u laboratoriju, gde se proučavaju ili pokazuju studentima. Reljefni otisak omogućava brzo poređenje strukture, orijentacije zrna i teksture sedimenta. Otisci se mogu snimati, ali je mnogo pogodnije čuvati otiske koji dugo odražavaju karakteristike sedimentata.

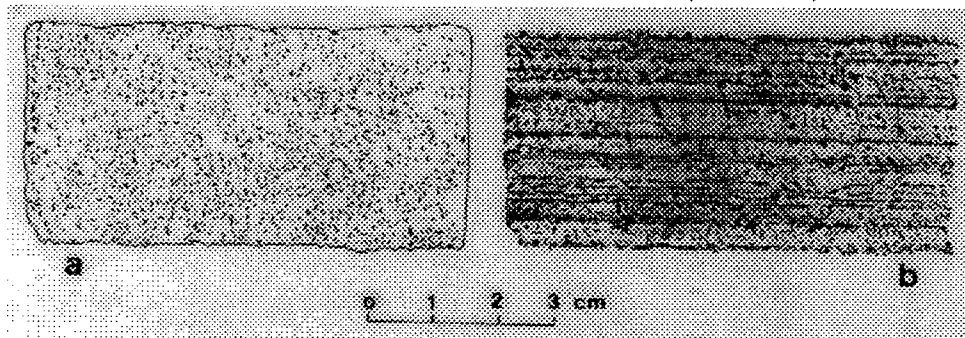
Ovu metodu koriste kako sedimentolozi tako i paleontolozi. Ova tehnika je našla široku primenu kod proučavanja karbonatnih stena. Površina izdanka, sa koje se uzima otisak, priprema se na jednostavan način zasecanjem i ravnjanjem ašovom. Čvrsto platno, veličine izdanka sa koga se uzima otisak, sa jedne strane se premaže očvršćivačem i pažljivo, čvrsto priljubi na otkrivenu površinu izdanka. Posle potpunog sušenja platno se skida sa izdanka, čisti četkom ili mlazom vode. U nekim slučajevima prska se lakom radi boljeg očuvanja.

Uzimanje otisaka može se vršiti lakiranjem i epoksi smolama. Za uzimanje otisaka sa čvrstih sedimentnih stena najpogodnija je acetatna metoda, specijalno pri radu sa karbonatnim stenama. Postupak je sledeći: polirana površina karbonatne stene, koja se čisti 1% rastvorom HCl, prekriva se acetonom i odmah se stavlja acetatni film (0.005 mm debeo matiran acetatni papir). Otisak se suši 15 minuta, lagano skida i stavlja među dve staklene ploče.

Friedman (1971) je razvio uzimanje acetatnog otiska na pripremljenim bojenim površinama karbonatnih stena, tako da se na otisku jasno uočava ne samo sklop karbonatne stene, već i odnos kalcita i dolomita.

4.3.3. Rendgenska fotografija

Radiografska analiza površine stena daje vanredne podatke o internim teksturama sedimentnih stena. Makroskopski posmatrane homogene stene tek na snimcima sa X ili gama zracima pokazuju unutrašnju građu (laminaciju) Sl. 153.



Sl. 153 - Rendgenska fotografija peščara. a. makroskopski posmatran, b. isti uzorak - radiografski snimak.

4.3.4. Merenje orijentacije zrna

Merenje orijentacije zrna vrši se na terenu i u laboratoriji. Na terenu se mere orijentacije direkciono polarnih teksturnih oblika kao i imbrikacija krupnozrnih sedimentata. U laboratoriji se merenje orijentacije zrna vrši na orijentisanim petrografskim preparatima.

4.4. PROUČAVANJE VEZIVNE MATERIJE

Određivanje vezivne materije (cement i matriks) kod peščara i alevrolita vrši se na petrografskim preparatima. Grubo određivanje cementa i matriksa kod vezanih pesfita može se vršiti i na terenu.

Pod cementom klastičnih stena podrazumeva se homogeni materijal koji međusobno povezuje zrna. Materijal detritičnog porekla, koji povezuje zrna, izdvojen je kao matriks.

Cementna materija kod peščara obično je silicijska, karbonatna ili gvožđevita materija, odnosno kvarc, kalcit, dolomit ili siderit. Cementna materija može poticati iz same stene ili može biti prineta rastvorima sa strane.

Ako je u peščaru prisutna samo jedna vrsta cementa onda je to najčešće silicijska materija. Ako se pak javljaju dve ili više vrsta cementa, onda se pored prvo istaložene silicije (kvarc) javljaju kalcit ili ređe dolomit.

Pošto cement predstavlja dobar indikator fizičko-hemijskih uslova, a i brzo reaguje na sve promene uslova, određivanje cementa ima veliku važnost.

Sastav i raspodela cementa utiču na fizičke karakteristike stena: na poroznost, propustljivost i dr., koji imaju veliki značaj pri ispitivanju ekonomski važnih sirovina (vode, nafte i dr. ugljovodonika).

U zavisnosti od međusobnog odnosa terigenih zrna i cementa mogu se razlikovati nekoliko tipova cementa. **K o n t a k t n i** cement javlja se na dodiru jednog zrna sa drugim. **P o r n i** cement popunjava pore između mineralnih zrna. Cement u osnovi se javlja u onim slučajevima kada je najveći deo stene izgrađen od cementne materije, a terigeni sastojci se u njemu nalaze kao izolovana zrna. **K o r o z i v n i** tip nastaje rastvaranjem i zamenom terigenih zrna sa cementom. Javlja se kod stena sa karbonatnim i gvožđevitim cementom i glinovito-sericitskim matriksom. **R e g e n e r a c i o n i** cement nastaje narašćivanjem klastičnih (terigenih) zrna, pretežno kvarca.

4.5. MINERALOŠKE ANALIZE

Mineralni sastav sedimentnih stena određuje se pretežno iz petrografskih preparata i to iz stalnih (vezanih kanada balsamom) ili povremenih (u ksilolu ili kojoj drugoj imerziji) u polarizacionom mikroskopu. Dok se mineralni sastav vezanih sedimentnih stena ispituje iz petrografskih preparata, kod nevezanih stena, speci-

jalno psamitskih, potrebno je izvršiti separaciju i koncentraciju minerala. Tek tako separisana, koncentrisana zrna ispituju se binokularnom lupom i polarizacionim mikroskopom.

Pri određivanju mineralnog sastava potrebno je izdvojiti dve genetske grupe minerala: klastične (terigene) i autigene. U klastičnim stenama autigeni minerali imaju podređen značaj.

Među klastičnim (terigenim, alotigenim) mineralima najzastupljeniji su kvarc, feldspati, liskuni i odlomci stena. U pojedinim vrstama stena (kalkarenitima) kao dominantni klastični sastojak javljaju se odlomci karbonatnih stena (krečnjaka). U malim količinama javljaju se takozvani teški minerali (sp. masa veća od 2.85 g/cm^3): magnetit, hematit, ilmenit, amfiboli, pirokseni, biotit, epidot, granat, monacit, olivin, staurolit, turmalin, šelit, anatas, andaluzit, apatit, brukit, disten, kasiterit, korund, leukoksen, pirit, rutil, sfen, spineli, topaz, cirkon i dr. Kod određivanja ovih minerala izdvajaju se i mineralne asocijacije koje ne samo što ukazuju na poreklo materijala nego služe i u korelacione svrhe.

Već je naglašeno da određivanje zastupljenosti minerala ima veliku važnost, naročito kod korelacije. Praksa je pokazala da, vrlo često, procentualna zastupljenost pojedinih minerala može bolje da posluži za korelaciju nego prisustvo ili odsustvo nekog minerala.

4.5.1. Koncentracija i separacija minerala

Koncentracija i separacija minerala je zasnovana na različitim fizičkim karakteristikama minerala. Najčešće se vrši na osnovu specifičnih masa minerala i na osnovu različitih magnetnih svojstava.

Separacija teškim tečnostima - najčešće se radi bromoformom čija je sp. masa 2.85 g/cm^3 , kada se izdvajaju teški i laki minerali (prvi tonu a drugi plivaju u bromoformu). Ona se vrši kod klastičnih stena i na nerastvornom ostatku karbonatnih stena. Ukoliko se radi o vezanim klastičnim stenama neophodno je prethodno izvršiti dezintegraciju, odnosno osloboditi mineralna zrna od cementne materije.

Pošto je praksa pokazala da je najveća količina teših minerala koncentrisana u frakcijama od 0.06 do 0.30 mm, te frakcije se podvrgavaju separaciji.

Pored bromoforma za separaciju tešim tečnostima upotrebljavaju se još metilen jodid (sp. masa 3.3) i kleričijeva tečnost (sp. masa 4.2).

Postupak separacije opisan je u udžbeniku "Metode ispitivanja sedimentnih stena" (Obradović i Vasić, 1988).

Separacija magnetom i elektromagnetom - vrši se obično na već izdvojenoj teškoj frakciji, a na osnovu različitih magnetnih svojstava minerala. Obično se izdvajaju frakcije sa nemagnetičnim, slabo, srednje i jako magnetičnim mineralima.

Separacija se može vršiti i drugim metodama (elektrostatička separacija).

4.5.2. Zastupljenost minerala

Zastupljenost minerala može biti data relativno, služeći se pri tome opisanim terminima - jako zastupljen, zastupljen, slabo zastupljen i redak. Pojedini autori su umesto opisnih termina davali simbole, koji su označavali zastupljenost minerala. Drugi autori su zastupljenost predstavljali broječanim vrednostima. Kod velikog broja autora brojčane vrednosti su se kretale od 1 do 10, gde je sa deset bio označen mineral koji je jasno preovlađivao u ispitivanoj probi.

Zastupljenost minerala može da se odredi i pomoću tablica, na kojima je shematski prikazana zastupljenost minerala data u procentima. Prostim vizuelnim poređenjima sa shemama može se dati procentualna zastupljenost ispitivanih minerala.

Kod detaljnih ispitivanja određivanje zastupljenosti minerala vrši se brojanjem svake mineralne vrste posebno. Praksa je pokazala da nije potrebno brojati više od 500 zrna. Brojanje zrna se može vršiti upotrebom brojača tačaka instaliranom na mikroskopu. Određivanje zastupljenosti minerala brojačem tačaka vrši se kod određivanja vrste peščara (arkoza, grauvaka, subgrauvaka itd.), kao i kod tačnog utvrđivanja zastupljenosti minerala izdvojenih različitim separacijama. Procentualni sadržaj minerala izdvojenih separacijama, a utvrđen brojanjem tačaka predstavljaju se uglavnom grafičkim putem (krive učestanosti, histogrami ili rozete).

4.6. LITERATURA

- Carver, R. E., ed. 1971: Procedures in Sedimentary Petrology. John Wiley & Sons, New York, 653p.
- Cavanaugh, R. J. & Knutsen, C. F. 1960: Laboratory technique for plastic saturation of porous rocks. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 44, 628-640.
- Doeglas, D. J. 1955: A rectangular diagram for comparison of size-frequency distributions. Geologie Mijnbouw 17, 129-136.
- Folk, R. L. 1951: A comparison chart for visual percentage estimation. Jour. Sed. Petrol., 21 1, 32-43.
- Folk, R. L. 1954: The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock (sic) nomenclature. Jour. Geol., 62, 344-359.
- Folk, R. L. 1966: A review of grain-size parameters. Sedimentology, 6, 73-93.
- Folk, R. L. 1968: Petrology of sedimentary rocks. 2nd ed., Hemphills, 170p.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. 1957: Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. Jour. Sed. Petrol., 27, 3-27.
- Friedman, G. M. 1971: Staining. In: Procedures in Sedimentary Petrology. Ed. R. E. Carver, 511-530.

- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1978: Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons, New York, 792p.
- Gorsline, D. S. 1960: Lecture. Univ. of Texas at Austin.
- Grabau, A. W. 1913: Principles of Stratigraphy. A. G. Seiler & Co., 1185p.
- Grubić, A. & Obradović, J. 1975: Sedimentologija. Građ. knjiga, Beograd, 331p.
- Habakov, A. V. 1957: Metody izučenija osadočnyh porod. T.1., Ed. N.M. Strahov et al., Gosgeoltekhizdat, Moskva, 459p.
- Inman, D. L. 1962: Measures for describing the size distribution of sediments. Jour. Sed. Petrol., 22, 125-145.
- Krumbein, W. C. 1941: Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. Jour. Sed. Petrol., 11, 64-72.
- Krumbein, W. C. & Sloss, L. L. 1963: Stratigraphy and sedimentation. W.H. Freeman & Co., 660p.
- McCammon, R. B. 1962: Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. Jour. Geol., 70, 453-465.
- Obradović, J. & Vasić, N. 1988: Metode ispitivanja sedimentnih stena. Univ. u Beogradu, RGF., 139p.
- Otto, G. H. 1939: A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. Jour. Sed. Petrol., 9, 62-76.
- Passega, R. 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41, 1952-1984.
- Passega, R. 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Jour. Sed. Petrol., 34, 830-847.
- Schneiderhöhn, P. 1954: Eine vergleichende Studie über methoden zur quantitativen bestimmung von Abrundung und Form an Sandkornern. Heilderberger Beiträge zur Min. und Petr., 4, 172-191.
- Šanov, N. V. 1969: Peščanie porody i metody ih izučenija. Izd. Nedra, Lening. odeljenje, Leningrad, 248p.
- Trask, P. D. 1950: Applied sedimentation. John Wiley and Sons, New York, 283p.
- Tucker, M. 1988: Techniques in Sedimentology. Blackwell Sci. Pub., London, 394p.
- Visher, G. S. 1969: Grain size distribution and depositional processes. Jour. Sed. Petrol., 39, 1074-1106.
- Waddel, H. 1932: Volume, shape and roundness of rocks particles. Jour. Geol., 40, 443-451.
- Waddel, H. 1933: Sphericity and roundness of rocks particles. Jour. Geol., 41, 310-331.
- Zingg, Th. 1935: Beiträge zur Schotteranalyse, Schweizerische Mineralogische u. petrog. Mitt., 15, 39-140.

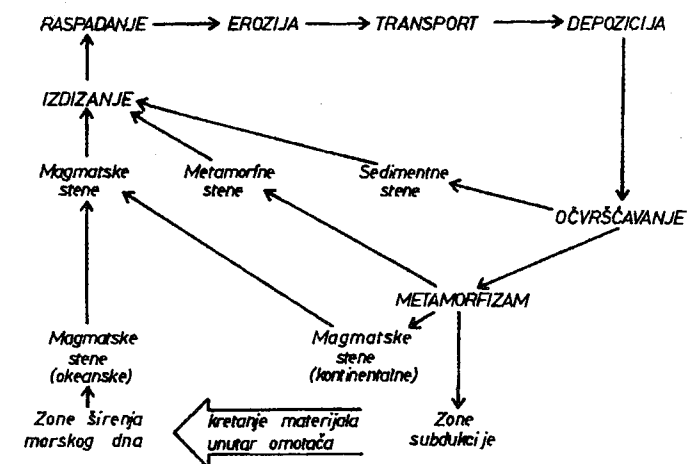
5. LITOGENEZA

Litogeneza je proces obrazovanja stena. Nastanak klastičnih sedimentnih stena svodi se na opštu shemu:

1. raspadanje i erozija magmatskih, metamorfnih i starijih sedimentnih stena;
2. prenošenje sedimentnog materijala i njegovo delimično taloženje pri prenosu (transportu);
3. donošenje sedimentnog materijala do konačnog mesta odlaganja, taloženje u zavisnosti od fizičko-hemijskih i hidrobioloških karakteristika basena;
4. preobražaj (dijageneza) sedimenata u sedimentne stene.

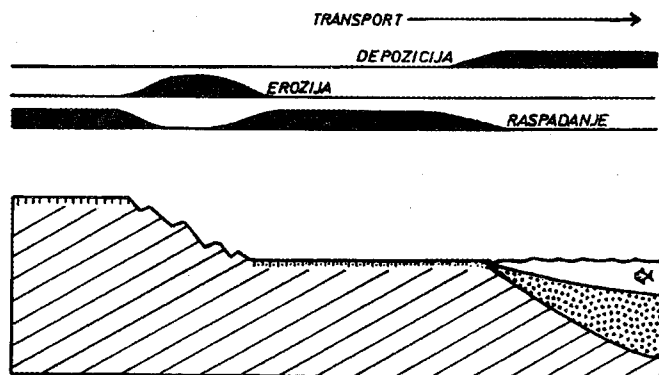
Na različitim delovima zemljine površine, u različitim fizičko-geografskim uslovima ova shema trpi izvesne promene, tako da pojedini autori izdvajaju četiri osnovna tipa litogeneze: humidni, aridni, lednički i vulkanogeno-sedimentni tip (Strahov, 1963).

Prema Selley-u (1976) moguće je izdvojiti sedimentni ciklus koji se sastoji od faze raspadanja, erozije, transporta i depozicije (Sl. 154.), (samo gornji deo slike odnosi se na sedimentne stene odnosno čisto sedimentni ciklus). Raspadanje obuhvata procese na površini zemlje koji dovode do lomljenja, kidanja stena do sitnih čestica. Pod erozijom se podrazumevaju procesi koji premeštaju novo stvorene sedimente sa podloge gde su praćeni transportom i depozicijom.



Sl. 154 - Sedimentni ciklus. Individualna sedimentna zrna stabilnih minerala, specijalno kvarc, mogu biti reciklirana nekoliko puta. Selley, 1976.

Raspadanje stena može biti biološko, fizičko i hemijsko. Erozijska je zavisna od četiri faktora: gravitacije, glacijalne akcije, tekuće vode i vetra. Dok raspadanje zahteva duži vremenski period da bi efekti bili vidljivi, erozija, specijalno u oblastima višeg reljefa, vrlo je brza i njeni efekti su jasno uočljivi (odnos raspadanja i erozije dat je na Sl. 155.). Brzina raspadanja zavisna je ne samo od reljefa nego i od klimatskih uslova, tako da je u tropskim uslovima mnogo brža nego u umerenim klimatskim uslovima. Pored toga brzina raspadanja zavisi i od vrste stene, kao i od veličine zrna stene koja je podlegla procesima raspadanja.



Sl. 155 - Dijagram koji pokazuje odnos erozije i raspadanja. Proces raspadanja su najjače izraženi u ravničarskim oblastima u kojima je erozija slaba. Selley, 1976.

5.1. RASPADANJE

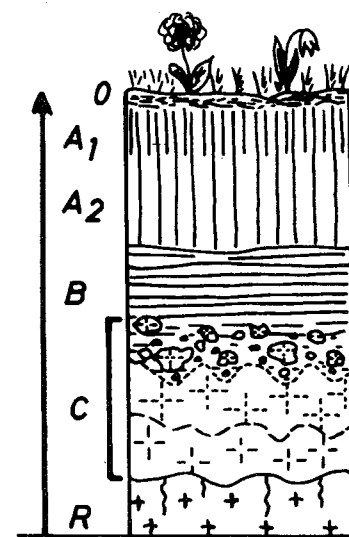
Površinsko raspadanje obuhvata niz procesa koji dovode do razaranja stena u njenim površinskim delovima. Raspadanje može biti biološko, hemijsko i fizičko. Pomenute vrste raspadanja često u prirodi deluju zajedno, pri čemu na pr. fizičko raspadanje olakšava hemijsko raspadanje. Koja će vrsta raspadanja da pretegne dobrim delom zavisi od klimatskih uslova.

5.1.1. Biološko raspadanje

Biološko raspadanje je vrlo značajno pošto dovodi do obrazovanja zemljišta. Zemljište se sastoji od odlomaka stena i humusa koji nastaje truljenjem organske materije biljnog porekla. Humus varira u svom sastavu od jasno uočljivih biljnih fragmenata do kompleksnih organskih koloida i humusne kiseline.

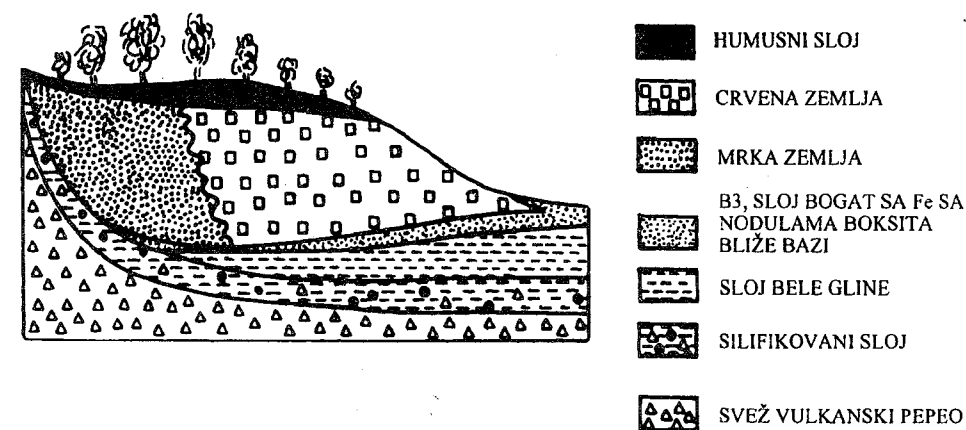
U vertikalnom preseku zemljišta pedolozi izdvajaju tri horizonta, A, B i C (Sl. 156.). Zona A je eluvijalni horizont u kome je u gornjem delu (A1) sadržaj organske materije znatan i gde je hemijsko raspadanje jako (oksidacija i izluživanje). Ispod zone A je zona B ili iluvijalni horizont, horizont akumulacije. Zona C je horizont al-

teracije uglavnom fizičke prirode, koja preko destrukcije stene do peskovite komponente i stene bogate frakturama prelazi u svežu, nepromenjenju stenu (R).



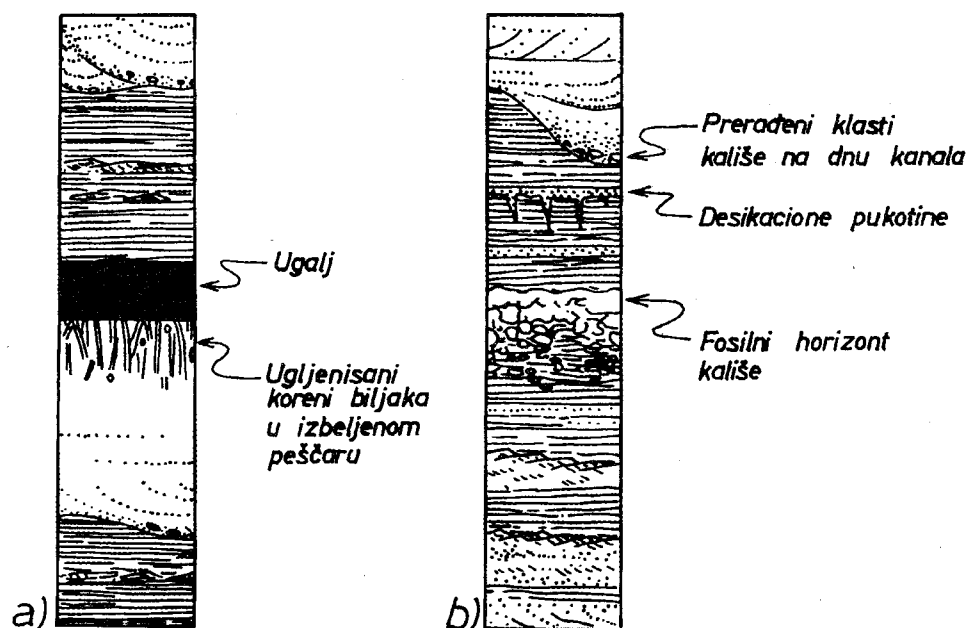
Sl. 156 - Profil zemljišta. O - zona sa vegetacijom; A zona - eluvijalni horizont, A1 - sa organskom materijom, A2 - bez organske materije; B zona - iluvijalni horizont, horizont akumulacije i C zona - horizont alteracije, pretežno fizičkog raspadanja; R - ne promenjena, sveža stena.

Debljina zemljišta jako varira, sve tri zone ne moraju biti uvek zastupljene, što zavisi od brzine erozije, klimatskog režima i sastava stena podloge. Na slici 155., vidi se da je u oblastima višeg reljefa erozija tako brza da ne može doći do raspadanja i obrazovanja zemljišta. U humidnim tropskim klimatskim uslovima granitska stena može biti raspadnuta do 100 m dubine, dajući granitski grus (arkozni pesak) koji postepeno prelazi u neraspadnutu granitsku stenu.



Sl. 157 - Razviće zemljišta na vulkanskom materijalu u tropskim oblastima kao funkcija vremena. Zapaža se kompleksna zonacija profila. Kada zemljište dolazi u senilno stanje ne sadrži više vegetaciju i mikroorganizme. Mohr & Van Baren, 1954.

Vrsta zemljišta zavisi od klimatskih uslova (Sl. 157 i 158.). U oblastima sa nivalnom klimom zemljište nije razvijeno, u umerenim klimatskim pojasevima razvijene su sve tri zone. U hladnijim delovima razvija se "podsol" i humusom bogati "černožjom", a u toplijim delovima "crna zemlja". U aridnim klimatskim uslovima proceđivanje (perkolacija) izluženih materija umesto nadole ide nagore i obrazuje se tvrda kora blizu ili na površini, što je čest slučaj u pustinjanskim oblastima. Ove kore mogu biti različite, najčešće su tkz. kališe (kalkret), karbonatnog sastava, zatim mogu biti silicijskog sastava (silkret). U humidnim tropskim uslovima obrazuju se lateriti.



Sl. 158 - Presek kroz seriju sa fosilnim zemljištem. (a): ugalj u čijoj se podini javlja izbeljeni, beli peščar sa kaolinitiskim vezivom, deformisan ugljenisanim korenovima biljaka (primer iz karbona Engleske); (b): horizont kališe sa nodularnim karbonatima u crvenom fluvijalnom alevrolitu (primer stari crveni peščari devona Welsa). Selley, 1976.

Fosilna zemljišta (Sl. 158.) su karakteristična za fluvijalne i deltna naslage. Poznata je pojava kališe u crvenim devonskim peščarima rečnog porekla, koji se javljaju duž marginalnog dela Severnog Atlantika.

5.1.2. Fizičko raspadanje

Fizičko raspadanje nastaje usled dnevnih i godišnjih promena temperature, smrzavanja vode, kristalizacije i hidratacije soli, raščćenjem korenja biljaka i pojave stresa.

Raspadanje usled promena temperature može biti znatno pošto razlike u temperaturi između dana i noći mogu da se kreću od 10 (Srednja Evropa) do 40-50°C

(Afrika). Ove razlike se smanjuju sa dubinom, tako da su na dubini od pola metra beznačajne. Minerali koji izgrađuju stene pri zagrevanju se šire, a pri hlađenju skupljaju, što dovodi do stvaranja visokih unutrašnjih napona i formiranja mikroprslina u steni i daljeg fragmentiranja stenskog materijala.

Fizičko raspadanje pod dejstvom insolacije je najače izraženo u oblastima bez vegetacije i zemljišta gde je temperaturna razlika izražena i gde su stene tamnije boje.

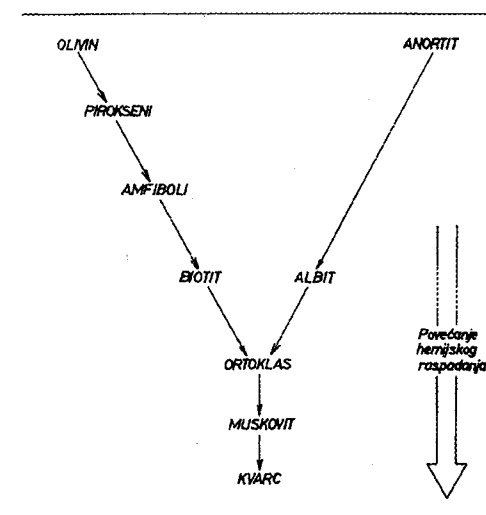
Druga vrsta fizičkog raspadanja vezana je za smrzavanje vode u prslinama, što dovodi do širenja prslina i daljeg frakturisanja stena. Npropustljive stene u kojima se voda zadržava u porama i prslinama najčešće podležu ovoj vrsti raspadanja. Svakako, raspadanje usled smrzavanja vode vrši se u oblastima sa naglim smenjivanjem vrlo niskih i srednjih temperatura i sa dovoljnom količinom atmosferskog taloga.

Raspadanje usled kristalizacije i hidratacije soli dovodi do usitnjavanja stenskog materijala i to naponima koji se stvaraju pri kristalizaciji ili hidrataciji soli.

Korenovi biljaka vrše pritisak na zidove pukotina u koje se koren utiskuje i tokom vremena dovode do raspadanja te stenske mase.

Stres, prouzrokovan pritiskom novonataloženih sedimenata, klizanjem ili kojim drugim uzrokom, takođe može dovesti do raspadanja stena. Pritisak koje vrše novonataloženi sedimenti na već istaložene sedimente, pogotovu ako su isti elastični, dovodi do pucanja i tako omogućavaju prodiranje voda i rastvora kroz nastale pukotine i omogućuju dalje raspadanje stena.

5.1.3. Hemijsko raspadanje



Sl. 159 - Stabilnost petrogenih minerala prema hemijskom raspadanju.

Hemijsko raspadanje uslovljeno je dejstvom vode, kiselina i ugljen dioksida na nestabilne sastojke stena. Hemijsko raspadanje je jače ukoliko je temperatura povišena i ukoliko je veća vlažnost. Procesi su mnogo brži i intenzivniji u toplijim, nižim i humidnim nego u višim, hladnijim i aridnim oblastima. Takođe, hemijsko raspadanje je jače ako prati biološko i fizičko raspadanje.

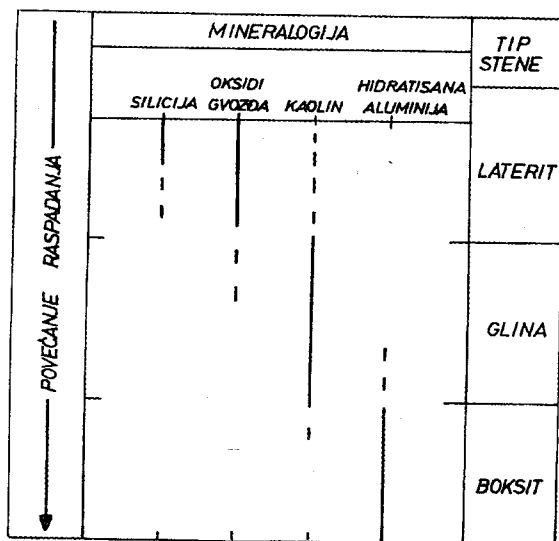
Usled hemijskog raspadanja dolazi do povećanja sadržaja oksida gvožđa, aluminije i silicije, odnosno odošenja drugih oksida. Posmatrajući petrogene minerale (minerale koji izgrađuju stene), njihova otpornost prema hemijskom raspadanju je obrnuta Bowenovoj reakcionoj seriji kristalizacije magmatskih minerala (Sl. 159.).

Pri hemijskom raspadanju stena izdvajaju se dve komponente: **rastvori i reziduum**. U rastvore ulaze alkalni metali, naročito natrijum i kalijum, retke zemlje, magnezijum, kalcijum i stroncijum, koji njima budu izneti iz stene i nošeni do konačnog mesta njihovog taloženja kao karbonati, evaporati i dr. Reziduum je deo stene koji se lako ne rastvara podzemnim vodama i u zavisnosti od trajanja hemijskog raspadanja može biti predstavljen samo kvarcom ili pak da sadrži i određene količine feldspata i liskuna.

Kao najznačajniji procesi hemijskog raspadanja izdvajaju se oksidacija, hidratacija i karbonatizacija. Među njima **oksidacija** ima najmanju ulogu i predstavlja proces vezivanja kiseonika sa drugom supstancom, kao spajanje metala gvožđa sa kiseonikom kada se formira crveno-mrki oksid gvožđa (hematit). Kao geološki agens kiseonik je važan pri oksidaciji nekih retkih elemenata u steni. Najčešće se proces oksidacije kombinuje sa procesom hidratacije.

Hidratacija je proces vezivanja vode sa drugim supstancama. Ovim procesom se prevode nestabilni alumosilikati kristalastih stena u minerale glina, kompleksnu grupu hidratiranih alumosilikata koji se vezuju sa kalcijumom, kalijumom, magnezijumom i gvožđem.

U ranom stadijumu hemijskog raspadanja mafični minerali (olivini, pirokseni i amfiboli) raspadaju se do hloritskih glina bogatih gvožđem i magnezijumom. Raspadanjem feldspata formiraju se sericit, ilit i kaolinit. Pri daljem stadijumu raspadanja formiraju se koloidne čestice - rezidualne gline. Finalno raspadanje daje stenu koja se sastoji od kvarca (ukoliko je sveža stena bila bogata sa kvarcem), kaolinita, hidroksida aluminijuma (minerala boksita) i limonita. Ovakav reziduum, iako se pretežno javlja u tankim naslagama, ima obično široko lateralno pružanje i veliki ekonomski značaj (Sl. 160.). Da bi došlo do formiranja takvog reziduiuma neophodna je topla, vlažna klima i slabo izražena erozija.



Sl. 160 - Rezidualne naslage formirane intenzivnim hemijskim raspadanjem. Selley, 1976.

Lateriti predstavljaju materijal nastao intenzivnim hemijskim raspadanjem koji je bogat oksidima gvožđa i aluminijom. Lateriti Ugande sadrže između 40 i 50% oksida gvožđa i 20-25% aluminije i silicije. Obično imaju pizolitsku teksturu. Javljaju se u humidnim tropskim oblastima Indije, Afrike i Južne Amerike.

Kaolinitiska glina pravi je rezidualni produkt raspadanja. Nastaje intenzivnim raspadanjem različitih stena koje sadrže alumosilikate, kao što su glinci, kisele magmatske stene i odgovarajuće metamorfne stene, a može nastati i hidrotermalnom alteracijom feldspata iz granitskih stena. Takođe može biti detritičnog porekla, izgrađena od transportovanih fragmenata, zrna i čestica hidrotermalnih i rezidualnih naslaga istaloženih u jezerskoj sredini.

Boksiti su rezidualni produkti raspadanja izgrađeni od hidratiranih minerala aluminijuma: bemita, diaspora i hidrargilita.

U hemijskom raspadanju stena posebnu ulogu ima i CO_2 . Pod **karbonatizacijom** podrazumeva se vezivanje karbonatnog CO_2 ili bikarbonatnog HCO_3 sa drugom supstancom. Hemijska reakcija ovog tipa je vezana za ugljen dioksid i jedna je od važnijih u prirodi. Ona prati skoro svaku biološku aktivnost i zajedno sa hidratacijom predstavlja glavni proces pri raspadanju stena. Stene sa kalcijumom i magnezijumom najčešće se raspadaju pri karbonatizaciji. Akcijom CO_2 na složene silikate stena, kao što su bojeni minerali i feldspati, formiraju se karbonati alkalnih i zemnoalkalnih metala, koji su rastvorljivi i lako pokretni. Mnogi od ovih karbonata odlaze u obliku rastvora u marinske basene.

5.2. TRANSPORT I SEDIMENTACIJA

Materije oslobođene raspadanjem transportuju se pomoću tri osnovna agensa (voda u tečnom stanju, led i vetar) od matične stene do mesta njihovog taloženja. Prenošenje sedimenata može se vršiti na neznatna udaljenja ali i na velika rastojanja. Tako, biljni materijal može ostati pod vodenom površinom baruština, gde su biljke rasle i izumrle, dok pepeo izbačen vulkanskom erupcijom može biti prenet daleko. Voda je jedan od najvažnijih agenasa pri transportu sedimenata dok vetar ima manje važnu ulogu, ali zbog velike jačine koju nekad ima može pokrenuti znatne količine sedimentnog materijala. Sortiranje materijala po veličini zrna pomoću vetra je dobro, pošto se sitnozrni materijal u poređenju sa krupnozrnim prenosi na mnogo veća rastojanja. Pri eolskom transportu (vetrom) fragmenti i krupnija zrna prenose se vučenjem, kotrljanjem, a finozrne čestice saltacijom i u suspenziji.

Transport sedimenata obavlja se i ledom. Glečeri pribavljaju materijal sa mesta njihovog postanka i sa površina preko kojih se kreću. Ne postoji nikakva granica u veličini zrna odnosno fragmenata koji mogu biti pokretani. Za vreme kretanja ne dolazi do sortiranja ni po veličini zrna ni po sastavu. Glacijalni sedimenti karakterišu se sadržajem stena svih veličina (od mineralnog brašna do velikih blokova) i pojavom potpuno svežih do raspadnutih stena.

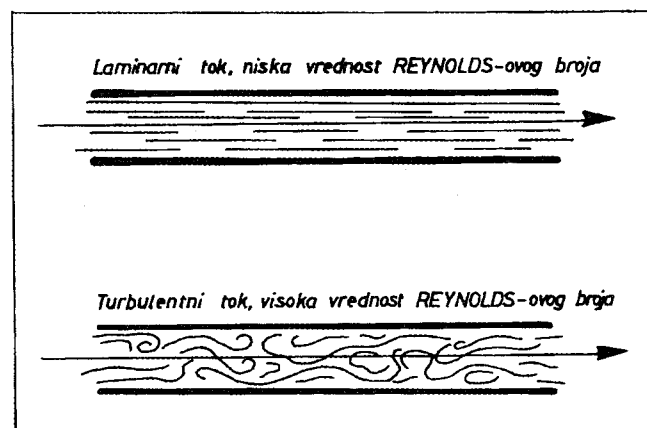
Mnogi sedimenti imaju složenu istoriju, neki prelaze iz jedne u drugu transportnu sredinu. Posle svakog transporta sedimenti mogu zadržati neke stare i dobiti neke nove karakteristike.

Sedimentni materijal može biti transportovan: vučenjem (kotrljanjem), saltacijom, suspenzijom i u rastvoru. Pomenuti oblici transporta mogu prelaziti jedan u drugi i čestice koje su bile prenošene vučenjem mogu saltacijom preći u suspenziju.

Transport i sedimentacija, procesi koji su usko vezani, podležu zakonima fizike, pretežno hidraulike i dinamike fluida.

Poznato je da se materija javlja u tri faze: čvrstoj, tečnoj i gasovitoj. Sedi-mentne čestice (zrna) kao čvrsta faza kreću se kroz fluid, koji obuhvata i tečnu i gasovitu fazu.

Kretanje fluida može biti dvojako: laminarno i turbulentno u zavisnosti od kinematičkih i dinamičkih osobina fluida (Sl. 161, Sl. 162.). Laminarno (slojevito) kretanje je uglavnom lagano kretanje u kome svaki deo tečnosti zadržava svoj identitet i teče ravno između susednih delova tečnosti. To je tip kretanja jednog toka čije se linije blago savijaju oko prepreka na putanji i dalje produžavaju da se kreću laminarno. Turbulentno (vrtložno) kretanje je kretanje toka kod koga duž linije toka (imaginarnе krive vezane tangentama orijentisanim u pravcu kretanja čestica u fluidu) dolazi do manjih promena brzine. Kod turbulentnog toka linije toka su kompleksne i lako se menjaju. Razlike koje se javljaju u brzini toka uzmućuju celu masu tečnosti i stvaraju vrtloge. Veliki značaj turbulentnog kretanja toka je njegova sposobnost prenošenja suspendovanih čestica duž linije toka, odnosno sposobnost držanja čestica u suspenziji. Većina tokova koji transportuju čestice praha i peska su turbulentnog kretanja.



Sl. 161 - Laminarno i turbulentno kretanje fluida (nizak i visok Reynolds-ov broj). Selley, 1976.

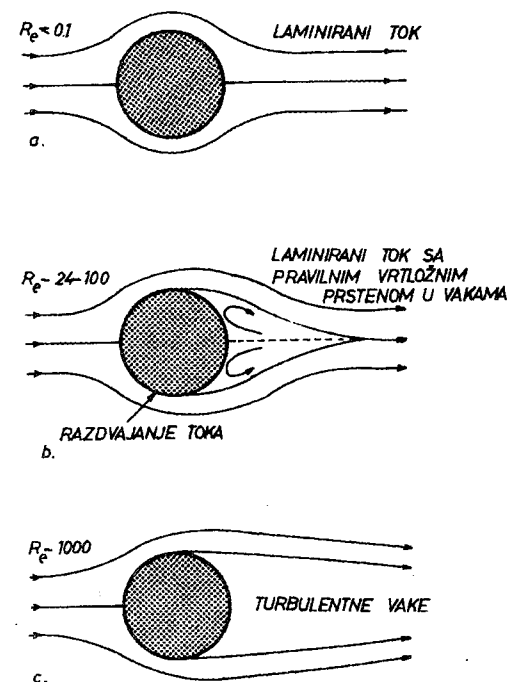
Kretanje fluida bilo laminarno ili turbulentno zavisi od osobina samog fluida kao što su: gustina, dinamička viskoznost, ubrzanje i oblik granice sediment-voda.

Fluid je supstanca koja se deformiše smicajnim naponom, ma kako on bio slab. Pored gustine kao važna karakteristika fluida, koja kontroliše kretanje tokova, izdvaja se dinamička viskoznost.

Svaki fluid, voda ili vazduh, pokazuje unutrašnje trenje - v i s k o z i t e t koji predstavlja meru njegovog otpora prema smicanju. Granica do koje pokretna fluidna masa zaustavlja brže pokretnu fluidnu masu označena je smicajnim naponom, koji se stvara na njihovoj granici. Smicajni napon se meri silom za jedinicu površine i uvek deluje paralelno pravcu kretanja. On deluje između dve fluidne mase ili između fluida i čvrstog tela i ima osnovnu ulogu u mehanizmu transporta sedimenta. Kod laminarnog kretanja smicajni napon za jedinicu površine između dve mase koje klize predstavljen je jednačinom:

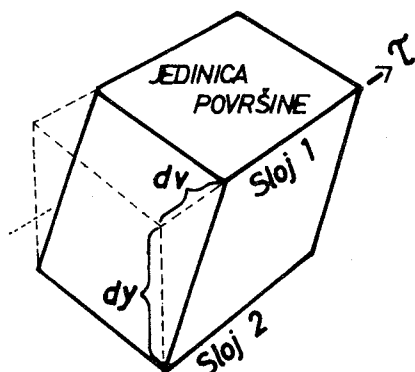
$$\tau = \mu \left(\frac{dv}{dy} \right)$$

gde je τ - smicajni napon, μ - koeficijent dinamičkog viskoziteta, dv/dy - gradijent brzine normalan na granicu.



Sl. 162 - Laminarno i turbulentno kretanje fluida sa odgovarajućim R_e - vrednostima. Blatt, Middleton & Murray, 1980.

Dinamički viskozitet ne zavisi od vrste kretanja fluida već od temperature, smanjuje se sa povećanjem temperature. Temperaturni efekt je vrlo važan u sedimentologiji pošto viskozitet utiče na taloženje i brzinu padanja čestica. Ukoliko je voda hladnija i viskoznija, veći je njen otpor prema deformacijama i manja brzina padanja čestica. Koncentracija suspendovanog materijala takođe utiče na dinamički viskozitet. Viskozitet smese glina-voda je veći od viskoziteta čiste vode i vrlo je važan kod usporavanja i zaustavljanja brzine padanja čestica.



Sl. 163 - Geometrijski prikaz smicajnog napona kod laminarnog kretanja između dve mase koje klize. Sloj 1 klizi, smiče se, iznad sloja 2 i smicajni napon može biti prikazan silom koja nastaje promenama brzine dv u odnosu na visinu dy . Pettijohn, Potter & Siever, 1972.

Kod turbulentnog kretanja mora se uzeti u obzir i viskozitet koji se javlja kod turbulentnog vrtloga, tako da ranije pomenuta jednačina dobija sledeći oblik:

$$\tau = (\mu + \eta) dv/dy \text{ gde je } \eta \text{ vrtložni viskozitet}$$

Razlika između laminarnog i vrtložnog (turbulentnog) kretanja prikazana je bezdimenzionalnim Reynolds-ovim brojem R koji je jednak:

$$R = \frac{\rho VL}{\mu}$$

gde je L - neka mera dužine, koja se nekada naziva hidraulički radijus (dubina reke), ρ - gustina, V brzina.

Reynolds-ov broj je odnos inertne sile fluida prema njegovom viskozitetu i tako predstavlja odnos između noseće sile i sile usporavanja - zaustavljanja. Velika vrednost Reynolds-ovog broja, veća od 2000 ukazuje na turbulentni tok, a manja od 2000 na laminarni tok. Kritična vrednost Reynolds-ovog broja za prelaz laminarnog u turbulentni tok zavisi od izbora reprezentativne dužine i brzine, od geometrije kao i drugih osobina sistema toka. U slučaju da tok prolazi pored čestica sferičnog oblika koje padaju on je laminaran do vrednosti od 24, iznad te vrednosti on je isto laminaran ali se javlja prost prsten, a iznad vrednosti od 1000 on je turbulentan.

Drugi bezdimenzionalni broj je **Froud-ov broj F** , koji je analog Reynolds-ovom broju i predstavlja odnos između dva tipa sile: u ovom slučaju inertne i gravitacione sile, što se vidi iz date jednačine:

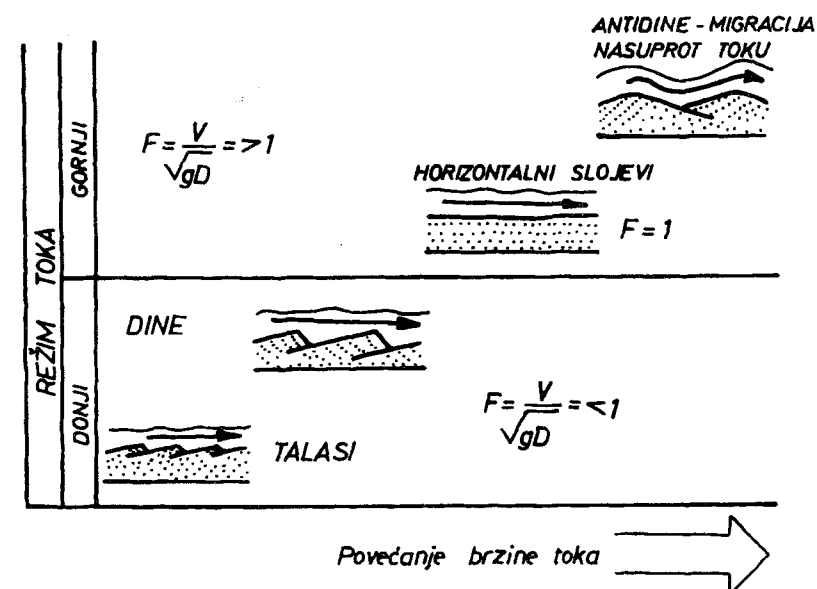
$$F = \frac{V}{Dg}$$

gde je V - brzina, D - dubina vode otvorenog kanala i g - ubrzanje sile zemljine teže.

Froud-ov broj je značajan kod tečenja fluida sa neograničenim ili slobodnim površinama kao kod struja, podvodnih tokova ili plitkih estuara izloženih dejstvu plime i oseke. Koncept slobodne površine toka primenjuje se kod submarinskih tur-

biditnih tokova čija slobodna površina je prelaz između donjeg, gustog turbiditnog toka i čiste vode iznad. Ovaj broj izdvaja dve vrste tečenja: superkrično ($F > 1$) i subkrično ($F < 1$). Kod superkričnog tečenja površina talasa prenosi se niz tok, a kod subkričnog uz tok. Vrsta tečenja ima značaj pri obrazovanju mikroreljefa i sedimentnih tekstura (antidine i dr.; Sl. 164).

Ako dva toka imaju iste vrednosti R i F onda su oni dinamički slični.



Sl. 164 - Slojevitost i sedimentne teksture različitih tokova. Selley, 1976.

5.2.1. Brzina taloženja

Brzina taloženja predstavlja jedan od osnovnih fizičkih parametara koji karakterišu mehanizam transporta sedimenata i sedimentacije, pored vrste tečenja fluida, gravitacionog kliženja i pritiska vode u porama.

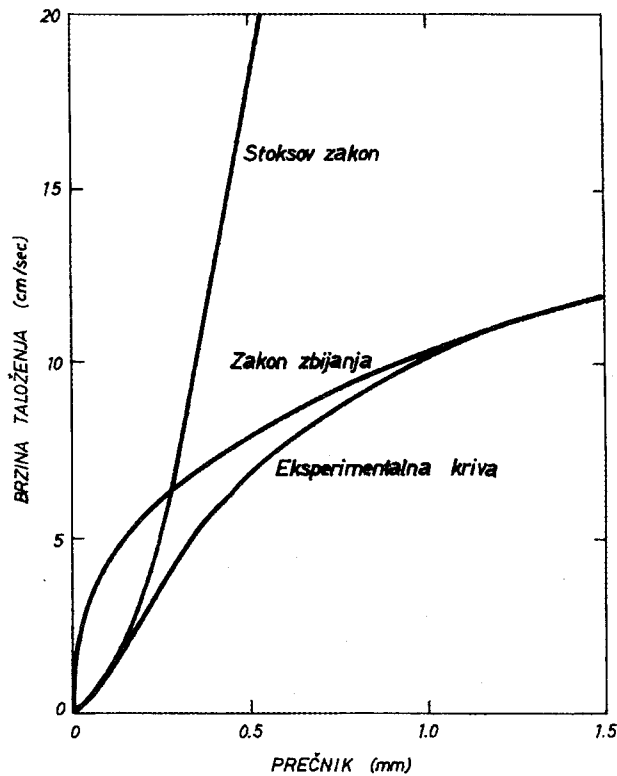
Osobine zrna koje direktno utiču na mehanizam transporta su: veličina, specifična masa i oblik zrna. Kombinovani efekt ovih varijabla kao i gustina i viskozitet tečnosti utiču na brzinu taloženja. Brzina taloženja je osnova praktično svih teorija o sedimentaciji, bilo da se radi o transportu vučenjem (kotrljanjem) - pesak i šljunak koji se kreću po dnu, saltacijom ili suspenzijom.

Jednačina brzine taloženja zasnovana na Stoks-ovom zakonu zahteva da fluid bude izotermalan, slobodan od graničnih efekata i potpuno neturbulentan. Ovaj zakon se dobro primenjuje na čestice do 0.18 mm prečnika. Taloženja krupnijih čestica od datog prečnika može biti predstavljeno **Rubey-ovim zakonom**, prema kome brzina taloženja u cm/sek zavisi od prečnika zrna u mm i konstanti koje uključuju

gustinu zrna, gustinu tečnosti, ubrzanje zemljine teže i viskoznost tečnosti. Na brzinu taloženja utiču takođe temperatura (sa smanjenjem temperature povećava se viskoznost) i koncentracija sedimentnog materijala (sa visokom koncentracijom povećava se viskoznost i gustina fluida).

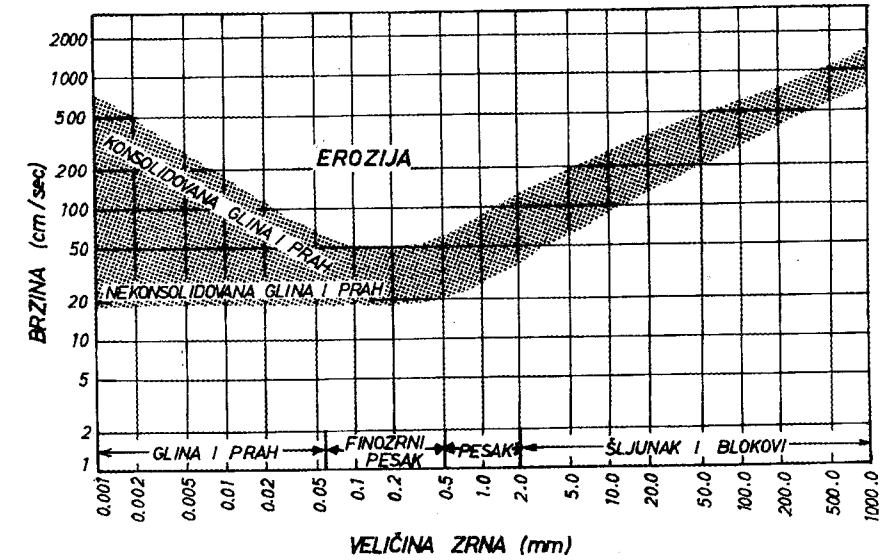
Brzina taloženja ima uticaja na hidrauličku ekvivalentnost zrna. Dva različita mineralna zrna hidraulički su jednaka ako imaju istu brzinu taloženja (Rittenhouse, 1943). Kod lakih minerala veličina i oblik su osnovni faktori koji utiču na brzinu taloženja, dok je kod teških minerala (sp. masa veća od 2.85 g/cm^3) najvažnija specifična masa.

Odnos između Stoks-ovog i Rubey-ovog zakona prikazan je na Sl. 165, iz koga se vidi da sitnije čestice slede Stoks-ov a krupnije Rubey-ov zakon.

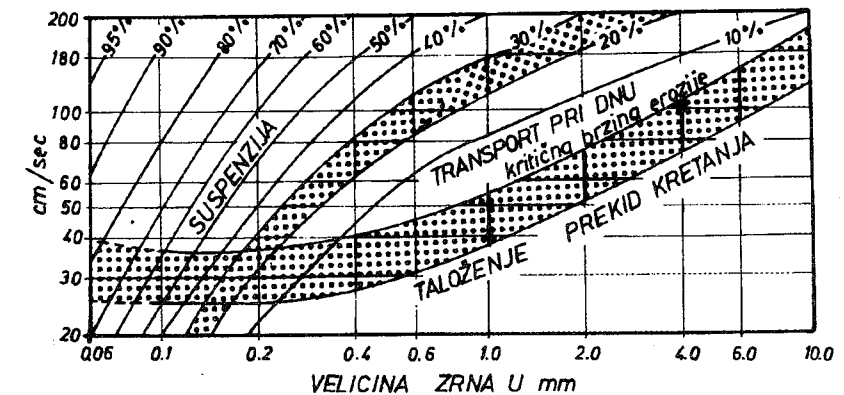


Sl. 165 - Odnos Stoks-ovog i Rubey-ovog zakona o brzini taloženja sa eksperimentalnom krivom. Rubey, 1933.

Zavisnost transporta od veličine čestica i brzine kretanja u cm/sec predstavljena je Hjulstrom-ovim dijagramom (Sl. 166.). Mada se Hjulstrom-ov dijagram još uvek navodi za objašnjenje transporta Sundborg-ov je moderniji i predstavlja bolju bazu za diskusiju (Sl. 167.). Dijagram Sundborg-a daje podatke o suspenziji ali se odnosi samo na sloj 10 cm debljine slatke vode i zato ma koliko je pogodan za objašnjenje procesa vezanih za fluvijalnu sredinu, nije pogodan za objašnjenje celokupnog transporta suspenzijom.



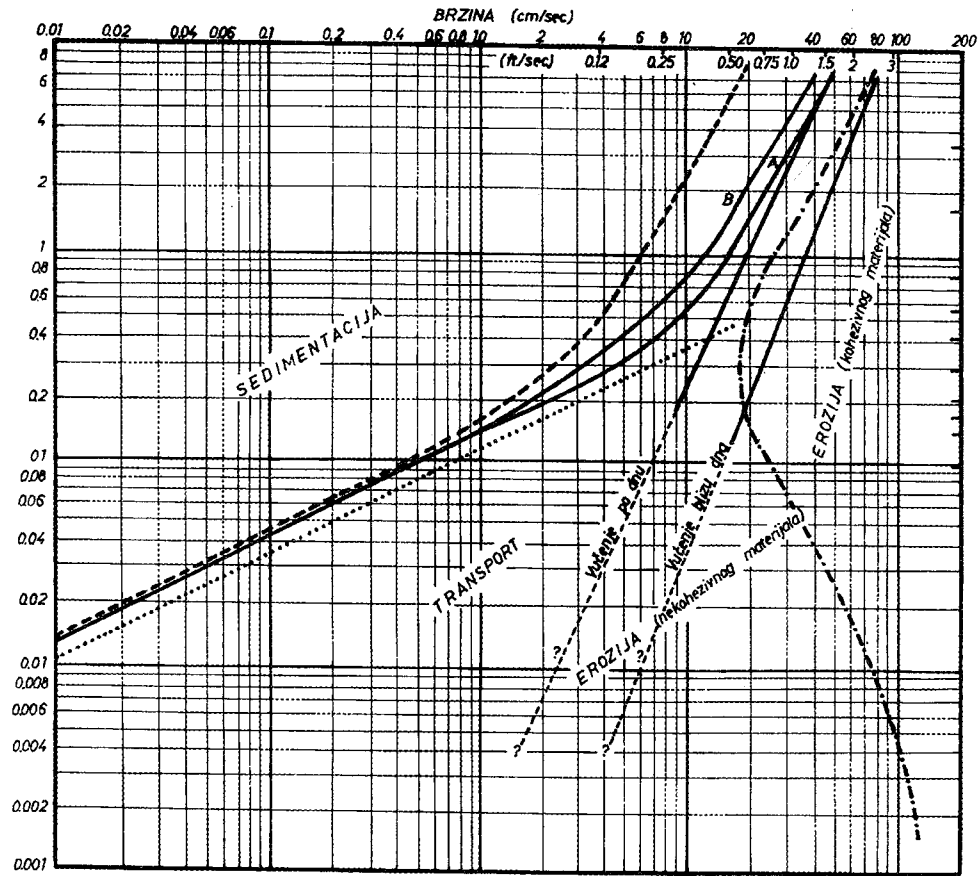
Sl. 166 - Hjulstrom-ov dijagram koji pokazuje kritičnu brzinu kretanja kvarcnih zrna na dubini od 1 m (modifikacija Sundborg-a, 1956). Zatamnjeni deo dobijen je eksperimentalnim putem.



Sl. 167 - Sundborg-ov dijagram na kome je predstavljena brzina toka 1 m iznad dna reke i kretanje zrna uniformnog materijala. Linije sa % odgovaraju suspendovanom materijalu u sloju vode od 10 cm visine.

Heezen i Hollister (1964, Sl. 168.) dali su izvesnu dopunu Hjulstrom-ovog dijagrama uvođenjem brzine taloženja, koja treba da pokaže minimalnu brzinu pri kojoj se vrši transport. Iz dijagrama se vidi da se čestice od 0.02 mm jednom pokrenute ne mogu zaustaviti dok se brzina toka ne smanji do 0.03 cm/sec .

Na osnovu eksperimentalnih podataka Kuenen (1967, Sl. 169.) je dao dijagram iz koga se vidi odnos između brzine toka u cm/sec i suspendovanog materijala u g/lit većeg od 5 mikrometra, ispod površine a 5-10 cm iznad dna.

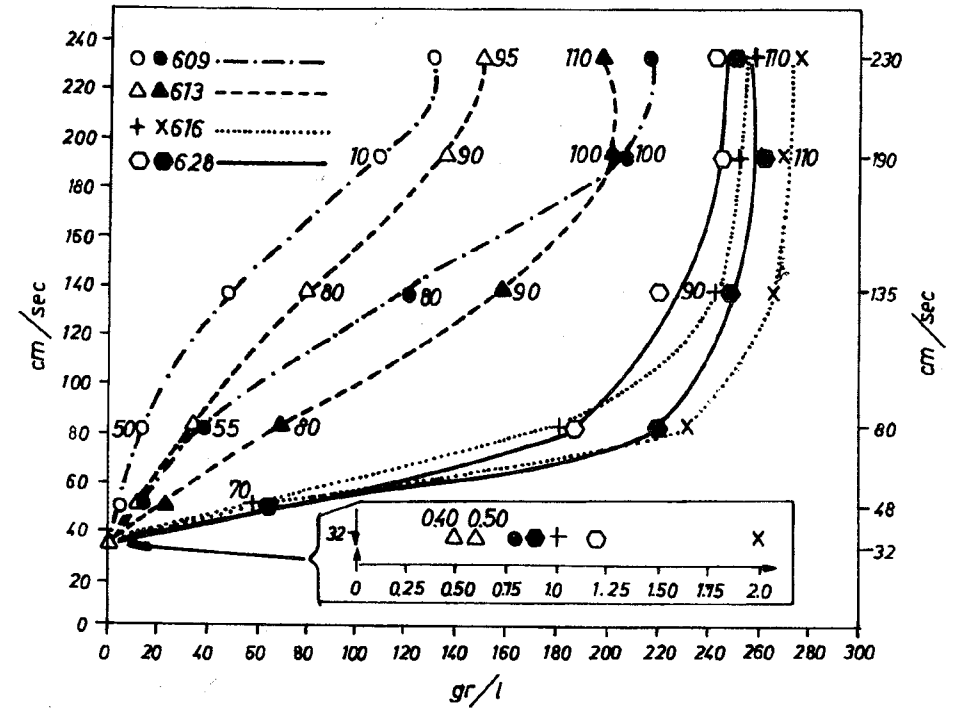


Sl. 168 - Heezen-ova i Holister-ova dopuna Hjulstrom-ovog dijagrama. Krive A i B i vučenja date su prema Nevin-u, 1946.

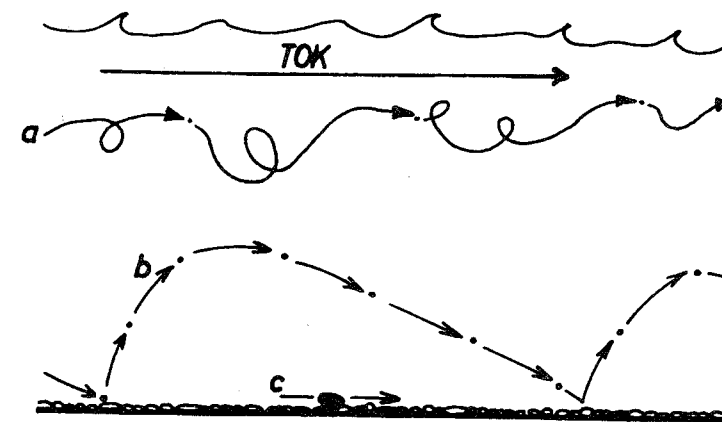
5.2.2. Mehanizam kretanja čestica

Čestice - zrna, mogu se kretati kroz fluid (tečni ili gasoviti) na tri osnovna načina: kotrljanjem (vučenjem), saltacijom (podskakivanjem) i u suspenziji (Sl. 170.). Najteža zrna nikad se ne odvajaju od dna, ostaju u kontaktu sa ostalim zrnima i pokreću se kotrljanjem duž toka. Pri istoj brzini, lakša zrna podskakuju sa strmom putanjom na gore i slabije nagnutom putanjom na dole, odnosno premeštaju se saltacijom. Pri istoj brzini najlakše čestice prenose se duž toka u suspenziji, nikad ne dotičući dno.

U slučajevima kada se radi o rečnom kanalu šljunak i pesak se prenose kotrljanjem po dnu - trakcijom, pesak nekad saltacijom a čestice praha i gline u suspenziji.



Sl. 169 - Kuenen-ov dijagram



Sl. 170 - Tri mehanizma kretanja zrna, čestica. a. suspenzijom, b. saltacijom, c. kotrljanjem. Selley, 1976.

Pošto je transport uvek praćen taloženjem, razlikuju se u zavisnosti od mehanizma transporta, tri vrste naslaga :

- Trakcione naslage, naslage gustih tokova i naslage suspendovanog materijala. Transport u trakcionim tokovima se vrši kotrljanjem i saltacijom na šta ukazuje sklop sedimentnih naslaga. Oni se uglavnom odlikuju kosom slojevitošću. Trakcioni tokovi mogu biti izazvani gravitacijom, snagom vetra ili tajdalnim strujanjima.

- Naslage gustih tokova transportovane su kotrljanjem i suspenzijom. Znatno se razlikuju po svom sklopu od trakcionih naslaga. Izgrađene su od smeše peska, praha i gline, retko se odlikuju prisustvom kose slojevitosti ali se zato karakterišu gradacionom slojevitošću. Ovi tokovi mogu nastati usled razlike u temperaturi, razlike u salinitetu kao i turbiditnim tokovima, pretežno subakvatičnim fenomenima. Eolski turbiditni tokovi (vrlo retki) uključuju "nuees ardentess", muljevite tokove i neke vrste brzih bujica, lavina (Tab 26.).

- Treća grupa sedimentnih naslaga vezana je za suspenziju. To su finozne čestice praha i gline koje uključuju les, pelaški detritični mulj i nefeloidne gline okeanskih basena.

- Posebnu grupu čine takozvani "diamikriti" (Flint et al., 1960). To su ekstremno loše sortirane stene sa sastojcima veličine blokova do veličine glinenih čestica. Diamikriti nastaju glacijalnim procesima, ali takođe mogu nastati iz muljevitih tokova kako subaerskih tako i subakvatičnih.

Tab. 26

Pregled sedimentnih procesa i odgovarajućih tipova		
Subaerski	trakcione naslage	kosa slojevitosť peskova
	naslage gustih tokova	nuees ardentess
	suspensione naslage	les
Subakvatski	trakcione naslage	kosa slojevitosť peskova
	turbiditne naslage	gradaciona slojevitosť
	suspensione naslage	nefeloidne gline
Gravitacioni-maseni transport	subaerski	nestratifikovane, nesortirane naslage
	subakvatski	

5.2.2.1. Subaerski procesi

Eolski procesi uključuju trakcioni transport i transport suspenzijom. Turbiditni tokovi se uglavnom ne javljaju izuzev u vulkanskom gasnom oblaku tkz. "Nuees ardentess", koji predstavlja tople vulkanske gasove sa suspendovanim pepelom i odlomcima vulkanskog stakla, koji se kreću velikom brzinom niz strane vulkana. Naslage koje se formiraju iz takvih tokova nazivaju se ignimbritima. Pri jako visokim temperaturama čestice vulkanskog pepela se stapaju.

Eolski transport i depozicija koja ga prati javljaju se i danas u pustinjskim, aridnim oblastima (Sahara i dr.), dajući različite vrste dina i tragove talasanja, koji se javljaju i na barijernim ostrvima i plažama različitih klimatskih uslova (vidi poglavlje o teksturama).

Finozne čestice praha i gline prenose se u suspenziji. Izračunato je da se između 25 i 37 miliona tona suspendovanih čestica iz Sahare prenosi vetrom svake godine na razdaljinu do ostrva Barbados. Ova količina odgovara količini istaloženog materijala u Severnom Atlantiku. Pored iznošenja finoznih materijala iz tropskih pustinja isti se iznosi i iz periglacialnih pustinja, dajući naslage poznate pod nazivom les.

5.2.2.2. Subakvatski procesi

Subakvatski procesi takođe uključuju prenos trakcijom i suspenzijom kao i eolski procesi. Najznačajni su pošto se najveća količina materijala transportuje ovim procesima.

Trakcioni tokovi - gusti tokovi pri dnu nastali usled razlike u salinitetu, koji prenose materijal kotrljanjem i saltacijom; mogu biti jednosmerni (kao u rečnim kanalima), ili pak dvo i višesmerni (u estuarima, tajdalnim oblastima ili otvorenom moru). Naslage nastale sedimentacijom iz trakcionih tokova imaju svoja posebna obeležja (kosu slojevitosť, tragove talasanja, antidine i dr.), ali nemaju izražene varijacije u strukturno-teksturnom pogledu idući od proksimalnog ka distalnom delu basena i nemaju vertikalnih sekvenci koje su date u Bouminom modelu. Ove naslage, odnosno tokovi iz kojih se deponuju vrlo su razvijeni na kontinentalnim marginama.

Turbiditni tokovi - kao vrsta gustih tokova, odlikuju se turbulentnim kretanjem i velikom količinom suspendovanog materijala. Poznato je da dva fluidna tela različite gustine, ako se mešaju, teže da se postave tako da se fluidno telo veće gustine nalazi ispod tela manje gustine, pri čemu se fluidno telo veće gustine kreće niz tok. Turbiditni tokovi kao vrsta gustih tokova, koji se kreću ispod sloja čiste vode, imaju turbulentno kretanje i prenose i deponuju velike količine suspendovanog materijala. Turbulentnost toka može da sprečava taloženje suspendovanih čestica i zato se one mogu transportovati i na velike daljine, sve dok brzina toka ne opadne ispod kritične brzine, kada se deponuju čestice određene veličine.

Koncept turbiditnih tokova uveo je u geologiju Bell (1942) i on je prvo bio vezan za submarinske kanjone delta i kontinentalnih margina. Kasnije Kuenen & Migliorini (1950) primenjuju ovaj koncept na flišne naslage i njime objašnjavaju karakteristike istih.

Rani eksperimentalni radovi Bell-a (1942) i Kuenen-a (1937, 1948), pokazali su da se muljevita suspenzija sa peskom, naglo uvedena u tubu, kreće brzo nadole po dnu u vidu turbulentnog oblaka, iz koga se prvo istaložava pesak, zatim čestice praha pa gline. Istaložena naslaga odlikuje se ostrim donjim kontaktom i smanjenjem veličine zrna na gore. Dodatni eksperimenti Kuenen-a (1965) dali su laminirani i gradirani pesak a eksperimenti Dzulynski & Walton-a (1963) i drugih pokazali su da

Drugi tip naslaga predstavljaju takozvani "nefeloidni slojevi", finozrne muljevite naslage sa finom laminacijom koja ih izdvaja od masivnih hemipelaških slojeva. Nefeloidni slojevi otkriveni su duž atlanske obale Severne Amerike (Ewing & Thorndike, 1965).

5.2.2.3. Gravitacioni, maseni transport

Gravitacioni transport uključuje transport turbiditnim tokovima, koji je već opisan, kao i tečenje zrna, tečenje debrisa odnosno tečenje sedimenata. Spektar ovog transporta je vrlo širok, od onog transporta u kome fluid ima malu ulogu do onog u kome je isto toliko značajan kao i čvrsta faza. Prema Middleton i Hampton-u (1976) u mnogim tipovima masenog transporta fluid je prisutan ali njegova uloga je sekundarna, smeša fluid-sediment kreće se nadole usled gravitacije, koja više deluje na sediment nego na fluid.

Ovaj transport se vrši u subaerskoj i subakvatičnoj sredini. Uključuje padanje raspadnutih delova stena, osulinski materijal, koji retko ostaje sačuvan u subaerskim uslovima; zatim kliženje sa ili bez očuvanja kontinuiteta slojeva. Kod kliženja, kretanje se vrši duž diskretne ravni smicanja sa relativno malim unutrašnjim deformacijama toka. Kod kliženja veličina pokrenutih fragmenata varira, od veličine blokova do cm veličine. Postoje svi prelazi od kliženja do tečenja debrisa ili tečenja mulja.

5.2.3. Sedimentacija rastvorenih materija

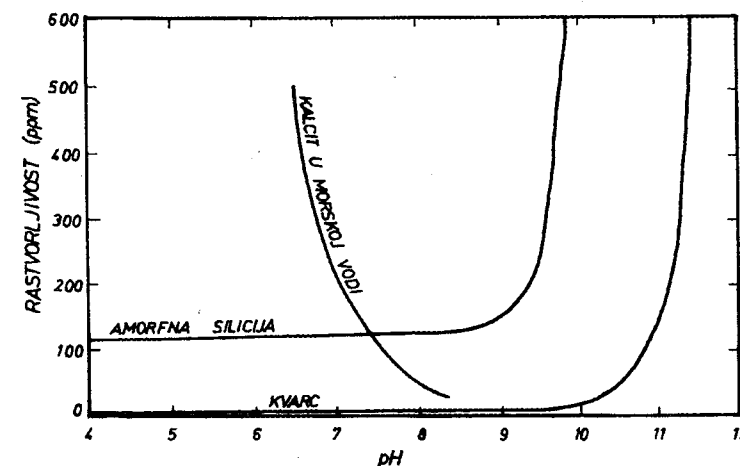
Materije koje podležu rastvaranju prenose se u rastvoru od matične stene do basena gde se istaložavaju. Sedimentacija se vrši hemijskim i biogenim putem i posredstvom tvrdih čestica, koloidnih mičela, koje voda sadrži.

Dok taloženje klastičnih sedimenata zavisi od hidrodinamičkih, odnosno dinamičkih uslova sredine taloženja, taloženje rastvorenih materija zavisi od čitavog niza fizičko-hemijskih procesa, saliniteta, temperature, vrednosti pH (koncentracije vodoničnog jona) i Eh (oksidaciono-redukcionog potencijala).

Sedimentacija karbonata, vrlo rasprostranjenih sedimenetnih stena, je prema Strahov-u (1963) mnogo veća u toplim morima gde je zasićenost kalcijum karbonatom veća nego u hladnijim vodama. Nasuprot dosta ograničenim mogućnostima hemijskog taloženja karbonata, biogena ekstrakcija karbonata je znatna, pošto organizmi koriste karbonate za izgradnju svojih ljuštura i skeleta (vidi odeljak o sedimentnim stenama - karbonatne stene).

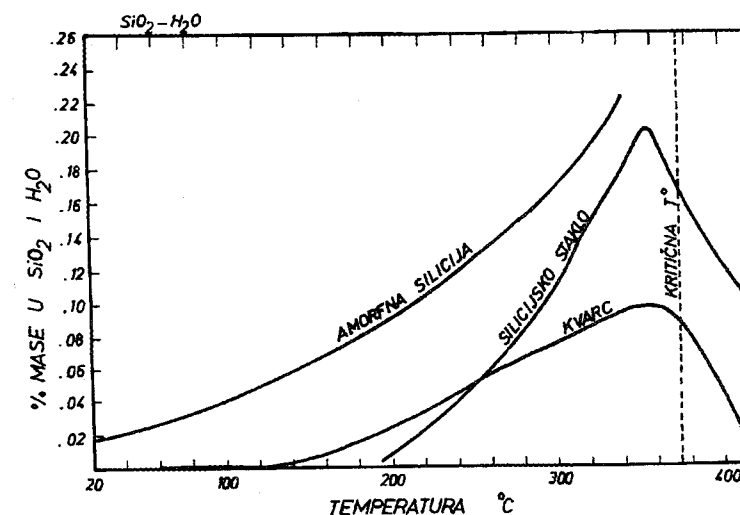
U morskoj vodi SiO_2 se nalazi u nezasićenom stanju i u vezi sa tim ne dolazi, u većini slučajeva, do taloženja silicije hemijskim već biogenim putem. Određeni organizmi (dijatomeje, radiolarije, silicispongije) koriste siliciju za izgradnju svojih skeleta i ljuštura a njihovim izumiranjem obrazuju se određene vrste silicijskih stena.

Zavisnost rastvorljivosti kalcita, amorfne silicije i kvarca od vrednosti pH prikazana je na Sl. 172, a rastvorljivost različitih vrsta silicije u zavisnosti od temperature prikazana je na Sl. 173.



Sl. 172 - Odnos između pH i rastvorljivosti kalcita, amorfne silicije i kvarca.

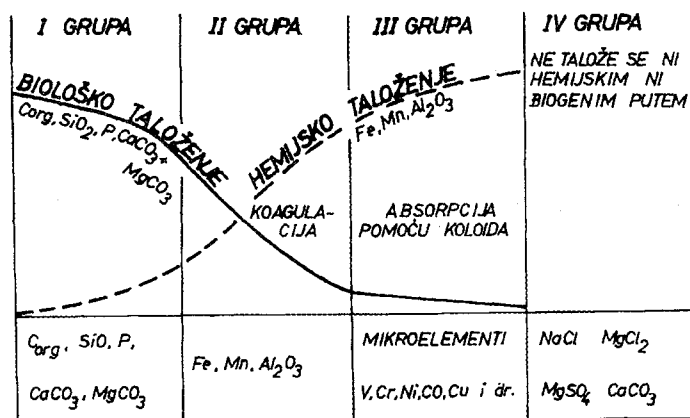
Slično siliciji ponaša se u morskoj vodi i fosfor. Sadržaj fosfora u površinskoj zoni (do 10-50 m) jako varira u zavisnosti od godišnjeg doba i kreće se do 50 mg/m^3 . Sa povećanjem dubine koncentracija P_2O_5 se povećava, na dubinama od 700 - 1000 m dostiže veličinu od $200-300 \text{ mg/m}^3$, dok se na još većim dubinama smanjuje. Talozenje fosfata isto tako se vrši biogenim putem, dok se neznatne količine talože hemijskim putem.



Sl. 173 - Relativna rastvorljivost različitih vrsta silicije u zavisnosti od temperature.

Istorija taloženja karbonata, silicije i fosfata je slična. Svi se donose rekama u more u nezasićenom stanju i prolaze kroz zonu mešanja slatke i slane vode bez ili sa minimalnim taloženjem. Svi se talože biogenim putem.

Drugu grupu elemenata (Strahov, 1963; Sl. 174), koji se talože iz vodene mase basena, čine gvožđe, mangan i verovatno aluminijum. Dobro je proučena istorija odlaganja gvožđa, čiji je sadržaj u morskoj vodi neznatan. Iza zone mešanja rečne i morske vode količina gvožđa iznosi 10-20 mg/m³. Zbog male rastvorljivosti oksidi gvožđa se nalaze u obliku koloidne suspenzije, odakle se lagano talože. Rastvorena u moru organska jedinjenja sa gvoždem se hidrolizuju i formiraju Fe(OH)₃ koji se koaguliše i taloži.



Sl. 174 - Shema taloženja rastvorenih materija u vodenoj masi savremenih mora. Strahov, 1963.

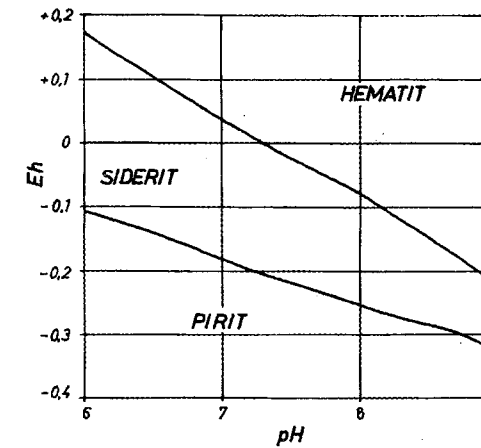
Treću grupu sačinjavaju elementi: V, Cr, Ni, Co, Ba, Cu, Sr, Pb i dr. Njihova geohemijska istorija u moru je slabo proučena. Alkalni i zemnoalkalni elementi, haloidi, a takođe bor i drugi nalaze se u obliku prostih soli u količinama koje su daleko od zasićenosti, usled čega je njihovo taloženje običnim hemijskim putem nemoguće.

Posebno se u morima i okeanima izdvajaju lako rastvorne soli NaCl, KCl, MgCl₂, MgSO₄, CaSO₄, koje se ne talože ni hemijskim ni biogenim putem.

Napomenuto je da depozicija rastvorenih materija zavisi od fizičko-hemijskih faktora pri čemu se mora voditi računa da se taloženje odvija pod oksidacionim ili redukcionim uslovima. O karakteristikama depozicione sredine moguće je govoriti na osnovu poznavanja stabilnosti minerala pri različitim vrednostima oksidacionog potencijala.

Na osnovu stabilnosti minerala, u zavisnosti od pH i Eh, Krumbein & Garrels (1952) izdvojili su stabilno polje pirit-siderit-hematit, razmatranjem aktivnosti Fe⁺³, Fe⁺², (CO)⁻, (OH)⁻ i S⁻ kao i aktivnih produkata njihovih jedinjenja (Sl. 175.).

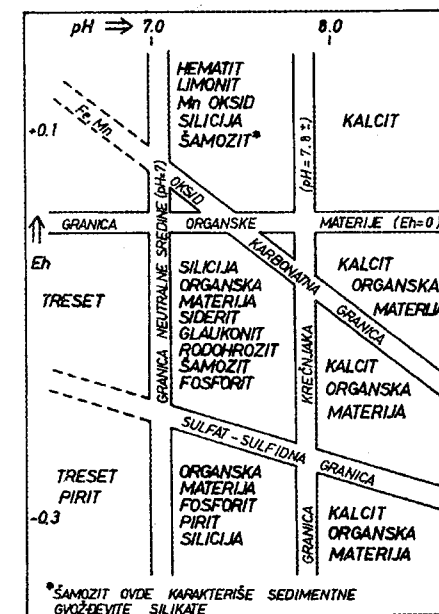
Dijagram, Sl. 176, prikazuje glavne odnose između mineralnih faza i hemijskih sredina. Potpuno je jasno da je oblik u kome se gvožđe taloži strogo uslovljeno oksidaciono-redukcionim potencijalom. Hematit ukazuje na sredinu bogatu kiseonikom, pirit - markasit na sredinu deficitnu kiseonikom a siderit na intermedijarnu vrednost oksidacionog potencijala.



Sl. 175 - Polje stabilnosti hematita, siderita i pirita. Krumbein & Garrels, 1952.

Krumbein & Garrels (1952) su izložili svoju koncepciju o "geohemijskoj granici" (Sl. 176.). Granice su određene prisustvom pojedinih minerala, na jednoj strani, ili njihovim odsustvom na drugoj strani. Pojedine granice mogu označavati specifične vrednosti pH i Eh ili kombinaciju oba faktora. Najznačajnije polje pri sedimentnim procesima odgovara neutralnom delu sa pH 7. Polje kalcita je iznad vrednosti pH od 7.80, iznad ove granice kalcit se uvek taloži, a ispod rastvara.

Pošto depozicione sredine mogu biti klasirane na osnovu pH i Eh, nekad određivanje mineralogije sedimentnih stena daje osnovu za određivanje fizičko-hemijskih uslova pri njihovom taloženju.

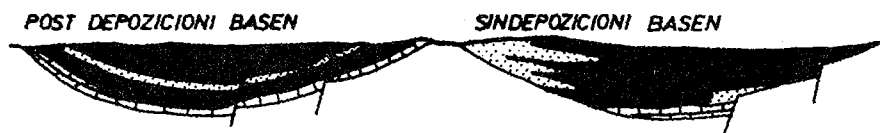


Sl. 176 - Hemijska klasifikacija neklastičnih sedimenata (izuzev evaporita) zasnovana na vrednostima pH i Eh. Krumbein & Garrels, 1952.

5.3. SEDIMENTNI BASENI

Sedimentni baseni su oblasti dugotrajnog spuštanja zemljine površine u kojima se vrši depozicija sedimenata. Oni mogu biti klasifikovani: na osnovu tipa zemljine kore na kojoj se nalaze (kontinentalne, prelazne i okeanske), njihove pozicije u odnosu na granice ploča (intrakratonski, marginalni); i vrste granice ploče uz koju se nalazi basen (divergentne, konvergentne, transformne). Jedna od najčešće citiranih klasifikacija (Bally & Snelson, 1980) izdvaja tri grupe basena u zavisnosti od karakteristika litosfere na kojoj se javljaju.

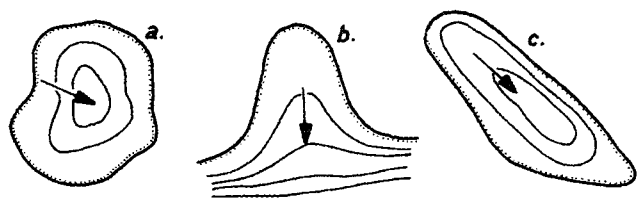
Prema pojedinim autorima (Selley, 1976) izdvajaju se tri tipa basena: morfološki, tektonski i sedimentni. Morfološki baseni su u stvari nizije okružene visokim planinama i mogu biti subaerski i subakvatični. Subaerski su bolsoni (interplaninske površi) kao i transkontinentalne aluvijalne doline (basen Amazona). Subakvatični su različitih razmera, od periglacialnih jezera do okeana. Morfološki baseni su važni jer u njima nastaju sedimentni baseni. Tektonski baseni su oblasti koji se odlikuju slabo ubranim slojevima centripetalnog pada. Vrlo je važno kod proučavanja ovih basena izdvojiti tektonske - postdepozicione od sindepozicionih (Sl. 177.).



Sl. 177 - Postdepozicioni i sindepozicioni baseni. Selley, 1976.

Kod tektonskih, posdepozicionih basena, facije i paleotokovi nisu zavisi od strukture basena, što pokazuje da je deformacija nastala posle depozicije naslaga. U sindepozicionim basenima, raspored facija, paleotokovi i isklinjavanje slojeva prema krajevima basena ukazuju na pokrete koji su bili sinhroni sa depozicijom.

Sedimentni baseni uglavnom prekrivaju desetine hiljada kvadratnih kilometara, ali mogu biti i mnogo manjih veličina. Njihova veličina nije bitna za određivanje geneze basena. Oni se razlikuju po tome da li pripadaju basenima u užem smislu (Sl. 178a.), otvorenim basenima tipa zaliva (Sl. 178b.) ili pak trogovima odnosno linearnim basenima (Sl. 178c.).

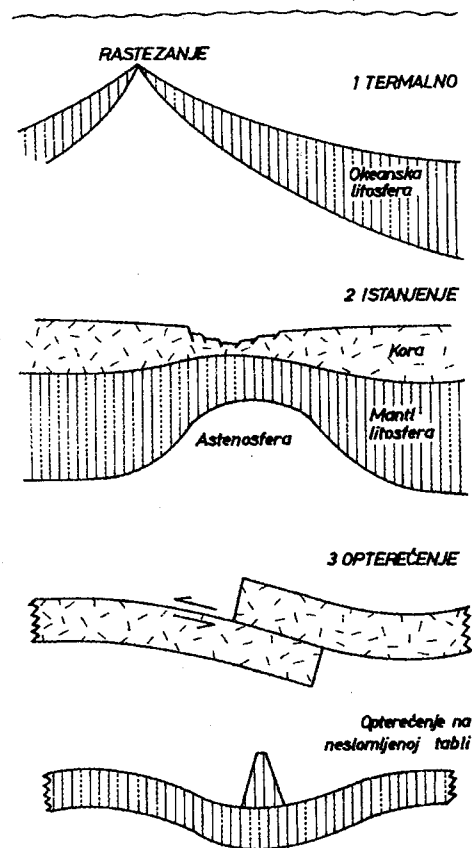


Sl. 178 - Vrste basena: a - basen u užem smislu, b - otvoreni basen i c - trog. Linije označavaju strukturne konture, a strelice depozicioni paleonagib. Selley, 1976.

U toku formiranja basena imaju glavnu ulogu tri mehanizma (Sl. 179.):

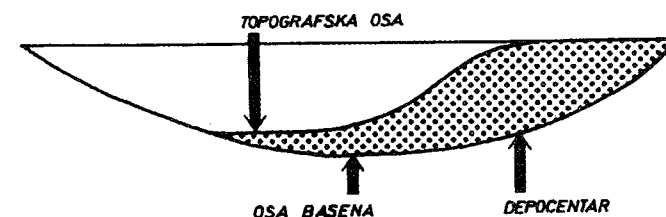
- 1. čisto termalni mehanizam, kao što su hlađenje i sleganje okeanske kore, ako se ona pomera od centra širenja;

- 2. promena debljine kore; najvažniji je proces istanjivanja zemljine kore; - 3. opterećenje litosfere prouzrokovano nagomilavanjem stena praćenim savijanjem ili fleksurnim deformacijama sa spuštanjem. Sa genetske tačke gledišta izdvajaju se baseni: vezani za širenje litosfere, zatim baseni vezani za savijanje kontinentalne ili okeanske kore, kao i baseni koji nastaju transkurentnim smicanjem (strike-slip).



Sl. 179 - Tri glavna mehanizma formiranja basena. Allen & Allen, 1990.

Unutar basena razlikuju se: topografska osa, osa basena i depocentar, odnosno deo basena sa najdebljim sedimentnim naslagama (Sl. 180.).



Sl. 180 - Topografska osa, osa basena i depocentar. Selley, 1976.

Dopunjena i delom izmenjena klasifikacija sedimentnih basena po Selley-u (1976) prikazana je na Tab. 27.

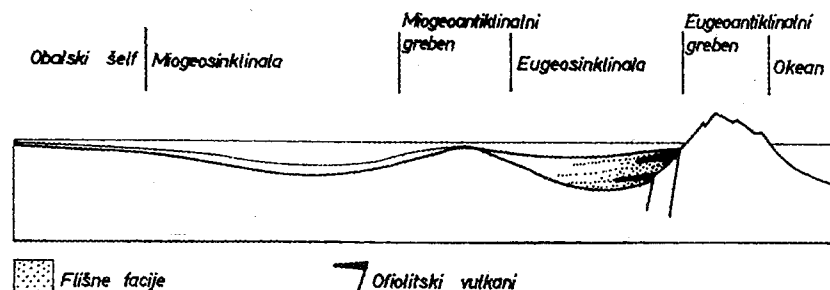
Tab. 27

Klasifikacija sedimentnih basena		
I Baseni	intrakratonski epikratonski	kraton-stabilna kora
II Rovovi	predgorne i zagorne depresije	oblasti sleganja
III Riftovi	okeanski kontinentalni	zone istezanja kore
IV Okeanski marginalni baseni (eugeosinklinale)		

Intrakratonski baseni - su klasični sedimentni baseni (primeri su mičigenski i ilinojski baseni Severne Amerike, Maranhao basen Brazila, Murzuk i Kufra basen Sahare i dr.). Za većinu njih je karakteristično da sedimenti vode poreklo iz različitih sredina: fluvijalni i marinski peskovi, sprudni krečnjaci, evaporiti i pelaški muljevi. U njima su duboko morski sedimenti, turbiditi i deltni facije retki ili ih nema, a takođe se u njima ne javlja ni vulkanska aktivnost i sindepoziciono raspadanje. Baseni ovog tipa sreću se danas nešto udaljeni ili u blizini današnjih kontinentalnih margina i često su vezani sa morima, što se ogleda u prisustvu marinskih karbonata i evaporita. Moderni analog ovog tipa je Baltičko more.

Epikratonski baseni - su oni koji leže na samoj ivici kontinentalne kore. Mada su polukružni (posmatrano u planu) otvoreni su prema okeanima. Primeri ovokvih basena su: zaliv reke Misisipi, Nigerski basen, Sirta basen i dr. Ove basene ispunjavaju prizmatična tela klastita koji potiču iz različitih sredina: aluvijalnih, obalskih, barijernih i deltnih. Prema moru prelaze u muljeve padine sa slabim razvićem turbidita u podnožju padine. Geofizički podaci pokazuju istanjenje kontinentalne kore prema marinskim prostorima.

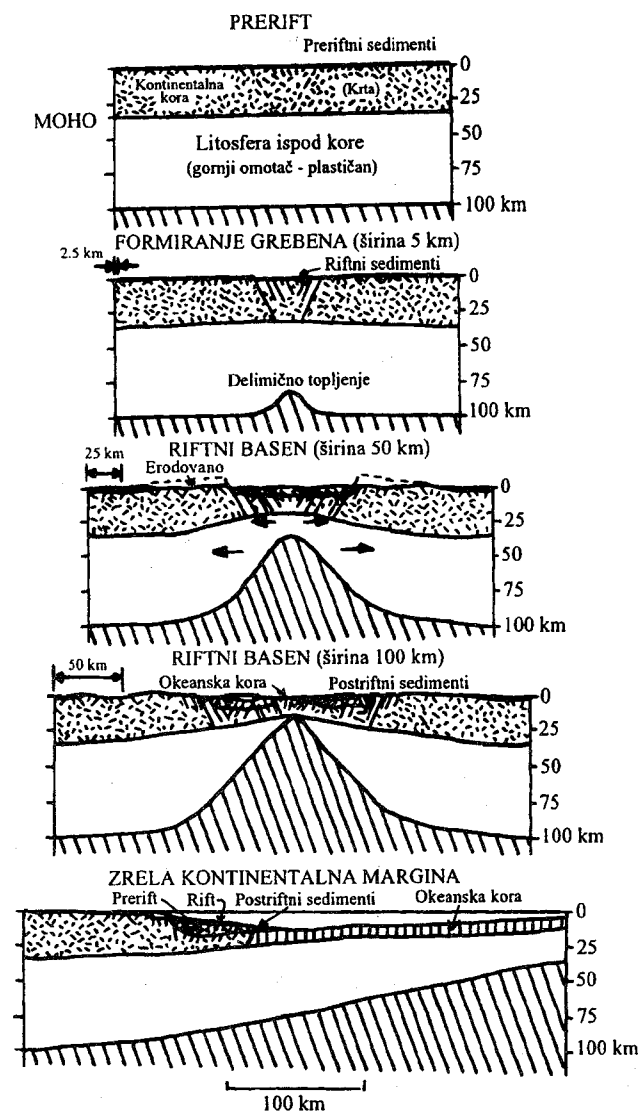
Trogoi-rovovi - su izduženi sedimentni baseni u geosinklinalama ili u predgorju planinskih venaca.



Sl. 181 - Presek geosinklinale sa različitim tektonskim elementima. Aubouin, 1965.

Riftovi - su oblasti širenja kore. Seizmičke studije pokazuju da leže na istanjenoj kori. Oni su ustvari izduženi rovovi ograničeni rasedima. Razlikuju se po mestu nastanka i sedimentnom sadržaju. Značajni su kao nosioci nafte, evaporita i metala. Riftne oblasti odlikuju se povišenim geomagnetnim anomalijama, negativnim Bouguer-ovim gravitacionim anomalijama, visokim toplotnim protokom i vulkanskom aktivnošću, što sugeriše postojanje termalnih anomalija u dubini. Klasičan kontinentalni riftni sistem predstavlja Istočno - afrički rift.

Model evolucije riftnih basena prema Salveson-u (1978) prikazan je na Sl. 182.



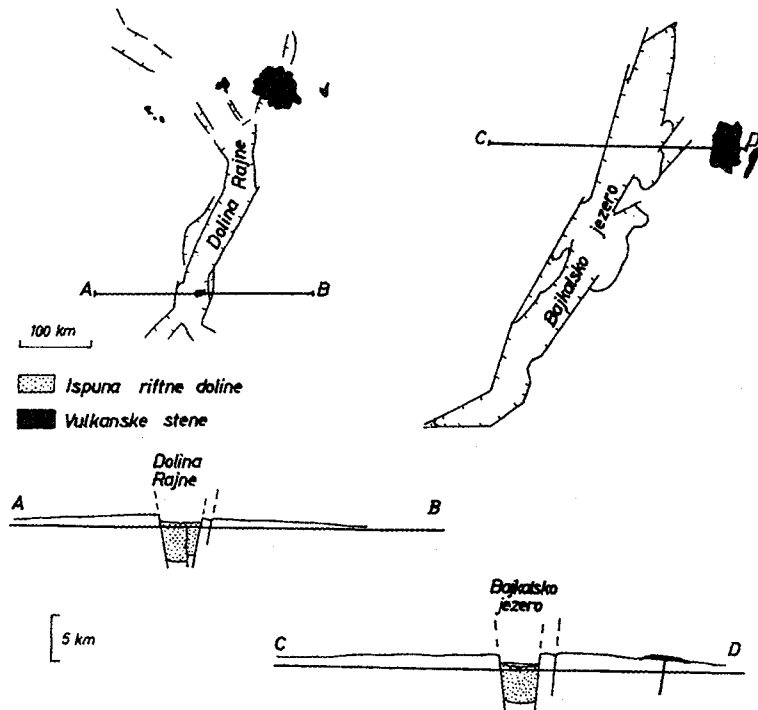
Sl. 182 - Model evolucije riftnih basena. Salveson, 1978.

Prema Morgan & Baker, 1983; Keen, 1985 i dr., riftovi se izdvajaju u dve klase, aktivne i pasivne.

Riftovi su razvijeni u zonama izdizanja omotača u oblastima širenja okenskog dna. Manje ili više kontinuirana linija riftnih dolina se javlja duž srednje-okeanskih grebena ali su one uglavnom malo poznate. U njima se javljaju pelaški sedimenti koji se smenjuju sa vulkanitima nove okeanske kore. Karakterišu zonu intenzivne magmatske i seizmičke aktivnosti.

Ostali tipovi riftnih basena vezani su za progresivno cepanje i lateralno pomeranje kontinentalnih oboda.

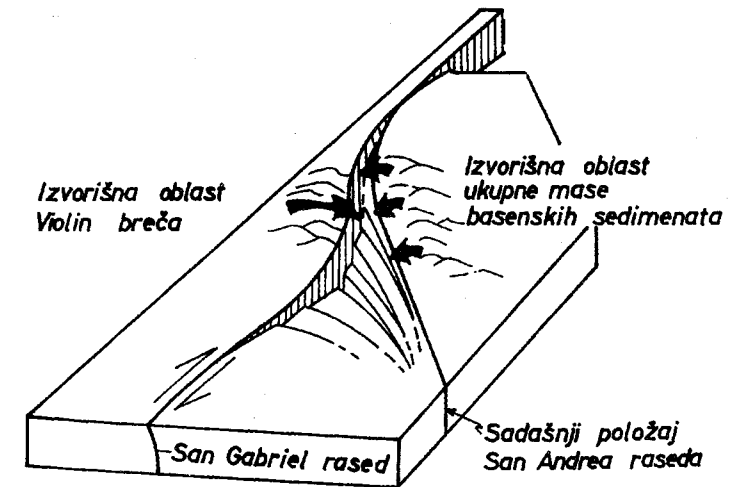
Intrakontinentalni riftni baseni - razvijeni su na kratonima na kontinentalnoj kori. Takvi baseni se ispunjavaju kontinentalnim fluvio-jezerskim sedimentima. Magma aktivnost daje lave i vulkanoklastite koji takođe ispunjavaju basen. Najpoznatiji baseni ovog tipa su Bajkalsko jezero, dolina Rajne i istočno-afrički riftni baseni (Sl. 183.).



Sl. 183 - Presek doline Rajne i Bajkalskog jezera; riftni baseni dati su u istoj razmeri. Ispunjeni su tercijskim nemarinskim klastitima i vulkanitima. Selley, 1976.

Intrakratonski riftni baseni - daljim širenjem i istanjenjem zemljine kore spuštaju se do nivoa mora, tako da u njih može da dospe slana morska voda. Jedan od takvih primera je graben Sueca ispunjen anhidritsko-gipsanim naslagama, naslagama soli, laporcima, dolomitima i algalnim krečnjacima.

Baseni, koji su povezani sa deformacijama uz rasede horizontalnog tipa (strike-slip), ograničeni su sistemima tih raseda i najčešći su u intrakontinentalnim sredinama na kontinentalnim marginama. Baseni ovog tipa su relativno mali i kompleksni ako se uporede sa basenima vezanim za riftove, pasivne margine i sa basenima otvorenim prema moru. Izduženog su oblika, širina im je obično manja od 50 km a sedimenti koji ih ispunjavaju pokazuju asimetričnu uzdužnu i poprečnu distribuciju facija. Tonjenje je ekstremno visoko ali kratkotrajno. Sedimentacija je vrlo brza. Lateralne facije smenjuju se brzo, tako da marginalne breče mogu bočno prelaziti u jezerske muljeve. Tipični baseni ovog tipa su bečki basen, neki anadoljski, kalifornijski (Ridge basen) (Sl. 184.) i dr.



Sl. 184 - Tektonski i depozicioni model Ridge basena, Kalifornija. Crowell, 1982.

5.4. DIJAGENEZA

U basenima, istaložen sedimentni materijal podvrgava se procesima dijageneze. Pod dijagenezom se podrazumevaju sve, fizičke i hemijske promene sedimentata, koje se vrše na niskim temperaturama i pritiscima posle njihovog deponovanja. Pojedini autori pod dijagenezom obuhvataju sve promene koje se vrše na sedimentima do momenta kada na njih deluje metamorfizam niskog stupnja. Drugi autori izdvajaju pored dijageneze i stadijume katageneze i metageneze. Poslednji stadijum obuhvata procese koji čine prelaz ka metamorfnim procesima.

Dijageneza obuhvata više procesa kao: zbijanje (kompakciju), cementaciju, rastvaranje, autigenezu, rekristalizaciju i metasomatozu. Pojedini autori (Faibridge, 1967 i dr.) su pokušali da sve procese izdvoje u tri osnovne kategorije: - 1. uglavnom fizičke reakcije kao kompakcija i rekristalizacija; - 2. fenomeni rastvaranja i pretaložavanja kao i proste cementacije (sekundarno narašćivanje, teksture konus u konusu i dr.); - 3. autigene reakcije koje obuhvataju sve reakcije koje dovode do for-

miranja novih minerala: a. metasomatozu, b. izmenu jonova i adsorpciju, c. zamenjivanje (potpuna molekularna substitucija), d. hidratacija i dehidratacija, e. oksidacija i redukcija, f. polimerizam i depolimerizam.

Uglavnom se dijagenetski procesi dele na mehaničke (fizičke), kao što je zbijanje (kompakcija) i hemijske. Poslednji mogu biti izohemijski, bez promene hemizma stene i alohemijski procesi kada dolazi do promene sastava stena. Koji će procesi da prevagnu zavisi od vrste sedimentata i sredine u kojima se odvijaju dijagenetski procesi.

Kod pojedinih vrsta stena (karbonatnih, silicijskih stena i dr.) izdvajaju se dijagenetski procesi koji se obavljaju u još nevezanom sedimentu - ranodijagenetski procesi- i drugi koji se obavljaju u očvrslom sedimentu - kasnodijagenetski procesi-. Kod karbonatnih stena dijageneza zavisi i u kojoj se sredini obavlja. Izdvajaju se dijagenetski procesi u submarinskim uslovima i drugi u uslovima meteorske vode.

U submarinskim uslovima dijageneza se može vršiti u plitkom ili dubljem moru. Kada se vrši pod uslovima meteorske vode odvija se u uslovima vadozne ili freatske zone, odnosno iznad ili ispod nivoa podzemnih voda.

Karakteristični dijagenetski procesi opisani su u odeljku o sedimentnim stenama.

Ranije je napomenuto da pojedini autori, specijalno ruska škola, izdvajaju pored dijageneze u užem smislu katagenezu i metagenezu.

K a t a g e n e z a - obuhvata pojave prilagodavanja minerala sedimentnih stena novim uslovima, koji su drugojačiji od onih pod kojima je sediment nastao. U stadijumu katageneze vrše se promene sedimentnih stena, ali one i dalje zadržavaju karakteristike sedimentnih stena za razliku od stadijuma metageneze u kome sedimentne stene prelaze u metamorfisane stene (metapešćare, metaalevrolite, metaglince i td.).

Izdvađa se početna (rana) katageneza, koja se karakteriše prisustvom nepromenjenog glinenog matriksa u zrnastim stenama; procesom rastvaranja nestabilnih minerala unutar stene, korozijom kvarca i feldspata sa delimičnom regeneracijom i formiranjem karbonata. Poroznost stena je još dosta visoka, reda 30-15 %, strukture i teksture nisu promenjene. Granicu između rane i kasne dijageneze treba povući od momenta kada su se zrna maksimalno zblížila, kada dolazi do lomljenja i kidanja i kada, pod daljim porastom pritiska, dolazi do masovnog rastvaranja sa pojavama mikrotilolita. U glinenim stenama sa ovim momentom se poklapa intenzivno stvaranje sericita i hlorita na račun minerala glina. Poroznost se smanjuje do 3-5%. Teksture sedimentnih stena ostaju sačuvane dok strukture trpe znatne promene. Kasna dijageneza vrši se na velikim dubinama na temperaturi do 200° i pritiscima do 2 Kbara.

Zone katageneze, kao i zone metageneze, mogu biti izdvojene i kartirane. One presecaju stratigrafske granice i poklapaju se sa promenama termodinamičkih uslova.

M e t a g e n e z a - podrazumeva duboke promene sedimentnih stena kada one prelaze u metamorfisane i zatim u metamorfne stene. Terminu metageneza

odgovaraju termini protometamorfizam Strahova, jaka epigeneza ili slabi metamorfizam Ruhina. Metageneza se javlja na dubinama od 7000 - 8000 m odnosno pod uslovima pritiska od 2-3 Kbara i temperaturama od 200-300°C uz prisustvo mineralizovanih rastvora, što dovodi do dubokog preobražaja strukture i mineralnog sastava.

5.5. TIPOVI LITOGENEZA

U zavisnosti od različitih fizičko-geografskih uslova koji vladaju na zemljinoj površini obrazovanje sedimentata i sedimentnih stena trpi izvesne izmene. Tako su izdvojena četiri osnovna tipa litogeneze (Strahov, 1963): humidni, aridni, nivalni (lednički) i vulkanogeno-sedimentni tip, od kojih poslednji ima svoja specifična obeležja i može da se javi u različitim klimatskim uslovima.

5.5.1. Humidni tip litogeneze

Najrasprostranjeniji tip litogeneze u geološkoj prošlosti bio je humidni tip. Savremena humidna zona iznosi oko 450-455 miliona km², od toga samo 100 miliona km² je kopno a ostalo vodena površina.

Temperaturni režim humidne oblasti je takav da preko cele godine voda ostaje u tečnom stanju. Blagodareći takvom prisustvu vode sedimentacioni procesi u humidnoj zoni su vrlo složeni. Specifična crta humidne oblasti je ta da je isparavanje uvek manje od količine meteorskih taloga u toku godine, što je uslovalo i jako izraženo hemijsko raspadanje.

Poređenje savremenih humidnih oblasti sa onima iz geološke prošlosti ne može se vršiti u detaljima, pogotovo ne mogu se porediti veličine izražene brojčanim vrednostima, ali osnovne karakteristike su nesumnjivo bile slične. Povremeno preovlađivanje vodenih površina bilo je i u geološkoj prošlosti. Klima je bila nešto vlažnija i toplija. Salinitet morske vode, sastav soli, prisustvo kiseonika a takode oksidaciono-redukcioni potencijal i vrednost pH bili su slični današnjim.

Pri hemijskom raspadanju, čvrsta faza koja ostaje na mestu, daje koru raspadanja koja nije istovetna u celoj humidnoj zoni. U oblasti umerene klime (Severna Amerika, severna i centralna Evropa, Sibir) sa pasivnim tektonskim režimom kora raspadanja je male debljine, 1-2 m, gotovo se izjednačuje sa zemljištem. U oblasti tropske klime (pojedine oblasti u Severnoj i Južnoj Americi, Africi, Indiji) sa pasivnim tektonskim režimom javlja se maksimalno razviće kore raspadanja, a u oblasti visokih planina (Kordiljeri, Andi, ubrana zona Evroazije, istočna Azija), tektonski aktivnim oblastima, kore raspadanja nema.

Prisustvo fizičkih, hemijskih i bioloških proseca raspadanja stena i specifičnost dijagenetskih procesa dovode do obrazovanja različitih tipova sedimentata, klastičnih, autigenih i mešanih klastično-autigenih.

U oblastima humidne zone može doći do takve koncentracije pojedinih elemenata koje čine stenu rudom, a to su boksiti, fosforiti, ugljevi, kao i pešćari sa bakrom, rasejane rude olova i cinka, urana i dr.

5.5.2. Aridni tip litogeneze

Ovaj tip litogeneze danas zauzima oko 32 miliona km² i nalazi se najvećim delom na kontinentima.

Specifičnu karakteristiku ove klimatske oblasti predstavlja povišena temperatura i negativni bilans vlage, odnosno preovlađivanje isparavanja nad masom atmosferskog taloga. Visoka temperatura i veliko isparavanje isključuju pojavu vode u tečnoj fazi, na šta utiče i negativan bilans vlage, što se odražava u specifičnim sedimentacionim procesima.

Za aridne oblasti je karakteristično izdvajanje na veće ili manje oblasti. Danas se severni aridni pojas izdvaja na dva dela, severnoamerički i afričkoazijski, a južni pojas na južnoamerički, južnoafrički i australijski. U paleozoiku ovo izdvajanje je bilo manje izraženo nego u mezozoiku i kenozoiku.

Sušnost aridnih zona odražava se prvenstveno na procesima raspadanja, hemisko raspadanje jako slabi. Velika sušnost u polupustinjskim i pustinjskim oblastima dovodi do iščezavanja biljnog pokrivača usled čega se u kompleksima sedimentata ovih oblasti nikad ne nalazi ugalj ni stene obogaćene organskom materijom. Pustinske oblasti karakterišu se jakim vetrovima, koji utiču na formiranje ogromnih površina sa živim peskom.

Zahvaljujući dosta niskom reljefu aridnih oblasti, često u njih dospevaju vode iz susednih humidnih oblasti. Sva jezera i kontinentalna mora su slana i količina soli se povećava vremenom. Usled sakupljanja soli, kao NaCl, MgSO₄, MgCl₂, CaSO₄ i dr., dolazi do izumiranja organizama. U basenima se talože sulfati i hloridi natrijuma, kalcijuma, magnezijuma kao i F, B, Sr, Rb, Cs i J. Sedimentacija se vrši u etapama. Prvo se talože teže rastvorni karbonati kalcijuma i magnezijuma (kalcit i dolomit), sa njima se nekad javljaju sepioliti i keroliti (silikati magnezijuma). Zatim se talože gips, tenardit, mirabilit, a kada je salinitet vrlo visok halit i kalijsko-magnezijske soli.

Zbog sušne klime u aridnim oblastima ne obrazuju se rude Al, Fe i Mn, a umesto njih se javljaju rude Cu-Pb-Zn. Grupa P-CaCO₃-MgCO₃-SiO₂ javlja se i u aridnim i u humidnim oblastima.

5.5.3. Lednički (nivalni) tip litogeneze

Lednički tip je uslovljen takvom klimom na kontinentima, koja u toku dužeg geološkog vremena, obezbeđuje očuvanje ledničkog pokrova veće ili manje debljine.

Osnovna karakteristika ledničkih oblasti je niska srednja godišnja temperatura, praćena odsustvom dejstva vode u tečnoj fazi; voda je aktivna samo u stanju leda. Niska temperatura smanjuje i prekraćuje pojavu hemijskog raspadanja stena kao i taloženje iz rastvora. Razvitak organizama je takođe ograničen. U takvim uslovima geneza sedimentata dobija specifične crte.

Prenos materijala vrši se lednikom. Pri pokretanju lednika dolazi do mehaničkog raspadanja stena preko kojih se lednik kreće. U slučaju pojavljivanja vul-

kana u ovim oblastima vulkanogeni materijal se meša sa terigenim. Reke koje se formiraju na krajevima lednika mogu prenositi jedan deo materijala, ali dominacija leda kao transportnog sredstva uslovljava mehaničku preradu materijala koji se prenosi. Prenošeni materijal ne pokazuje nikakvu sortiranost.

Površinski deo morena podvrgava se periodičnom otapanju i ponovnom zamrzavanju. Za vreme otapanja gornji horizont je zasićen vodom, pri čemu voda, u rastresitim peskovitim i peskovito-šljinkovitim horizontima, može ostati na mestu ili može oticati. Sezonska otapanja i zamrzavanja potpomažu mehaničko raspadanje. Za vreme otapanja kiseonik iz vazduha prodire u sediment i lagano oksidiše komponente kao Fe²⁺ i Mn²⁺. Pri dejstvu vode na stenu vrši se i hemijsko raspadanje iako u neznatnoj meri. Jednostavnost procesa geneze stena dovodi do toga da je grupa stena ledničke litogeneze monolitna i ne izdvaja se na klase. Ona se sastoji iz morenskog materijala, peskovito-šljinkovitih naslaga, koje se karakterišu odsustvom sortiranja, diferencijacije kako granulometrijske tako i po mineralnom sastavu.

U priledničkim jezerima, koja se javljaju na obodima lednika, sreću se i drugi sedimenti kao peskovi, prah i gline. U glinama se može javiti sezonska trakasta slojevitost (varve).

Zbog primitivnog formiranja ovog tipa litogeneze i neizražene diferencijacije materijala, u naslagama ledničkog tipa ne javljaju se rude.

5.5.4. Vulkanogeno-sedimentni tip litogeneze

Ovaj tip litogeneze izdvaja se, od ranije opisanih tipova, svojim specifičnim karakteristikama. Materijal za obrazovanje stena izbačen na površinu vulkanskih erupcijama podvrgava se dalje opštim zakonima sedimentacije.

Moguće je izdvojiti dva oblika vulkanogeno-sedimentne litogeneze: kopneni i podvodni tip. Prvi tip se javlja i taloži u kontinentalnim uslovima, a drugi kada izbačeni materijal neposredno pada u marinski ili okeanski basen.

K o p n e n i t i p - Materijal izbačen vulkanom, posle kratkog perioda prenošenja, pada na površinu zemlje, gde se taloži sam ili se meša sa terigenim materijalom dajući vulkanogeno-sedimentne stene. Na kopnu, usled dosta brzih erupcija i velike količine materijala, stene imaju neznatne primese terigenog materijala. Među vulkanoklastitima preovlađuju lave, klastolave i piroklastiti.

Građa vulkanogeno-sedimentnih naslaga kopnenog tipa određena je zakonitostima koje se najbolje uočavaju pri erupcijama efuzivno-eksplozivnog tipa. Debljina naslaga kao i veličina sastojaka najveća je u blizini vulkana, a opada sa udaljavanjem od istog. U neposrednoj blizini javljaju se lave, zatim klastolave, dok se dalje javljaju piroklastiti.

Kada dolazi do erupcija na većim ostrvima znatan deo finozrnog materijala (vulkanskog pepela) pada u more, gde se taloži dajući muljeve kao i čitav niz drugih stena (tufova, tufita i tufoznih stena). Sa hidrotermalnom aktivnošću kopnenih vulkana kao i usled ispiranja vulkanskih materijala u aridnim oblastima dolazi do obra-

zovanja čitavog niza naslaga: borata, zatim naslaga obogaćenih litijumom, volframom, stroncijumom, manganom, silicijom, natrijum karbonatima, sulfatima i hloridima Na, Ca i Mg.

Podvodni tip - Dosadašnja ispitivanja, specijalno ispitivanja dna okeana i mora, pokazala su da su oblici vulkanskih izliva pod vodom isti kao na kopnu. Na dnu okeana sve do dubine od 5000-6000 m konstatovano je da postoje vulkanski grebeni, kupe i muljevi formirani efuzijama lava i piroklastita pod vodom, koji su više ili manje praćeni pojavama gasova i hidrotermi.

Podvodni tip vulkanita i vulkanoklastita sličan je kopnenom ali ima i neka svoja obeležja. Na lavama bazičnog sastava primećuje se loptasto izdvajanje, što je najverovatnije vezano sa brzim hlađenjem slivova lave u dubljim marinskim sredinama. Uticaj marinske sredine jače je izražen na klastolavama i tufovima. Tufovi, naročito srednjo i sitnozrni, u plitkovodnim sredinama pokazuju više ili manje izraženu sortiranost, nekad horizontalnu laminaciju i kosu slojevitost. U vertikalnom preseku primećuje se smenjivanje krupnozrnih slojeva sa sitnozrnim koja mogu biti mnogostruka. Nekad se, takođe, mogu javiti tekture koje ukazuju na kliženje, utiskivanje i dr.

Grupa vulkana eksplozivnog tipa sadrži različite vrste sedimentnih stena, vulkanogene u asocijaciji sa silicijskim, karbonatnim ili čisto terigenim. U stenama ovog tipa sreću se pojave Fe, Mn i P a takođe i Cu, Pb i Zn.

Vulkanogeno-sedimentni tip litogeneze je dosta rasprostranjen, vezan je za vulkanogeno - sedimentne formacije, koje su i u svetu i kod nas dosta rasprostranjene.

Među ovim formacijama posebno mesto zauzima porfirit-rožnačka formacija ladinske starosti, sa klasičnim razvićem u primorskom delu Crne Gore. Izgrađena je od produkata submarinskog vulkanizma i sedimenata (rožnaca), među kojima se ističu tufovi i tufiti jasno zelene boje poznati pod nazivom "pietra verde" (Obradović, 1971, 1979/80).

5.6. LITERATURA

- Allen, J. R. L. 1968: The diffusion of grains in the lee of the ripples, dunes and sand deltas. *Jour. Sed. Petrol.*, 38, 621-633.
- Allen, A. P. & Allen, J. R. L. 1990: Basin analysis, principles and applications. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 451p.
- Aubouin, J. 1965: "Geosynclines". Development in Geotectonics, 1, Elsevier, New York, 335p.
- Bagnold, R. A. 1965: Flow of cohesionless grains in fluids. *Royal Soc. Philos. Trans.*, 249, 235-297.
- Bagnold, R. A. 1966: An Approach to the sediments transport problem from general physics. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 422-L, 37p.
- Bagnold, R. A. 1968: Deposition in the process of the hydraulic transport. *Sedimentology*, 10, 45-56.
- Bally, A. W. & Snelson, S. 1980: Realms of subsidence. In: Facts and Principles of World Petroleum Occurrence (Ed. by A. D. Miall), *Can. Soc. petrol. Geol. Mem.* 6, 9-75.
- Bell, H. S. 1942: Density currents as agents for transporting sediments. *Jour. Geol.*, 50, 512-547.

- Bouma, A. H. & Hollister, C. D. 1973: Deep ocean basin(sic) sedimentation. Part III. In: Turbidites and deep-water sedimentation (Ed. G. V. Middleton & A. H. Bouma). *Soc. Econom. Paleontol. and Mineral., Pacific section*, 79-118.
- Conolly, J. R. & Ewing, M. 1967: Sedimentation in the Puerto Rico trench. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 44-59.
- Dott, R. H. Jr. 1963: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47, 104-1128.
- Dzulynski, S. 1963: Directional structures in flysch. *Studia geol. Pol.*, 12, Warszawa, 136p.
- Dzulynski, S. & Walton, E. K. 1963: Experimental production of sole markings. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.* 19, 279-305.
- Emery, K. O. & Ross, A. D. 1968: Topography and sediments of a small area of the continental slope south of Marthas Vineyard. *Deep sea research.* 15, 415-422.
- Ewing, M. & Thorndike, E. M. 1965: Suspended matter in deep ocean water. *Science* 147, 1291-1294.
- Fairbridge, R. W. 1967: Phases of diagenesis and authigenesis. In: Diagenesis of sediments. (Ed. by G. Larsen & G. V. Chilingar). Elsevier, Amsterdam, 551p.
- Flint, R. F., Sanders, J. E. & Rodgers, J. 1960: Diamicrite, a substitute term for symmicrite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71, 1809-1810.
- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1978: Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons, New York, 792p.
- Galloway, W. E. & Hobday, D. K. 1983: Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer-Verlag, 423p.
- Garrels, R. M. & Mackenzie, F. T. 1971: Evolution of Sedimentary Rocks. W. W. Norton & Comp. Inc, New York, 397p.
- Hand, B. M. & Emery, K.O. 1964: Turbidites and topography of the north end of San Diego trough, California. *Jour. Geol.*, 71, 526-542.
- Heezen, B. C. & Ewing, M. 1952: Turbidity currents and submarine slumps, and the Grand Bank earthquake. *Am. Jour. Sci.*, 50, 849-873.
- Heezen, B. C. & Hollister, C. D. 1964: Deep-sea current evidence from abyssal sediments. *Marine geology*, 1, 114-174.
- Hjulström, F. 1939: Transportation of detritus by moving water. In: Recent marine sediments. (Ed. by P. D. Trask). *Am. Assoc. Petroleum geol.*, 736p.
- Hollister, C. D. 1967: Sediment distribution and deep circulation in the Western North Atlantic. doc. thesis, Columbia University, New York.
- Hubert, J. F. 1964: Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean bottom currents rather than turbidity currents. *Jour. Geol.*, 72, 757-785.
- Hubert, J. F. 1968: Currents and slopes in flysch basins: a discussion. *Jour. Sed. Petrol.*, 38, 4, 1390-1394.
- Jopling, A. V. 1963: Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, 2, 115-121.
- Jopling, A. V. 1965: Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory Deltas. *Jour. Sed. Petrol.*, 35, 777-791.

- Keen, C. E. 1985: The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 80, 95-120.
- Klein, G. deV. 1975: Resedimented pelagic carbonate and volcanoclastic sediments and sedimentary structures in Leg 30 DSDP cores from the western equatorial Pacific. *Geology*, 3, 39-42.
- Klein, G. deV. 1977: Clastic tidal facies. Champaign, Continuing Education Publ.Co.
- Kleinspehn, K. L. & Paola, Ch. 1988: New perspectives in basin Analysis. *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer - Verlag, New York, 453p.
- Krumbein, W. C. & Garrels, R. M. 1952: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Jour. Geol.*, 60, 1-33.
- Kuenen, Ph. H. 1937: Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidsche Geol. Meded.*, 8, 327-335.
- Kuenen, Ph. H. 1948: Turbidity currents of high density. *Intern. Geol. Congress*, 18th, Great Britain, Rept. 8, 44-52.
- Kuenen, Ph. H. 1950: Marine geology. John Wiley & Sons, New York, 568p.
- Kuenen, Ph. H. 1965: Experiments in connection with turbidity currents and clay suspension, 47-74. In: *Submarine geology and geophysics* (Ed. W.F. Whittard & R. Bradshaw). Symposium 17th, 1965, Proc. London, Butterworths, Bristol, 464p.
- Kuenen, Ph. H. 1970: Experimental marine suspension currents, competency and capacity. *Geol. Mijnbouw.*, 49, 89-118.
- Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C. I. 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. Geol.*, 58, 91-127.
- Lingen van Der, G. J. 1969: The turbidite problem. *New Zeland Jour. Sed. Petrol.*, 12, 7-50.
- Lonsdale, P. & Malfait, B. 1974: Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge. *Geol. Soc., Amer. Bull.*, 85, 1697-1712.
- Middleton, G. V. 1966: Experiments on density and turbidity currents. Motion of the head. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 3, 523-546.
- Middleton, G. V. 1966: Experiments on density currents, II. Uniform flow of density currents. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 3, 627-637.
- Middleton, G. V. 1967: Experiments on density and turbidity currents, III. deposition of sediments. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 4, 475-505.
- Middleton, G. V. 1970: Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 7, 253-272.
- Middleton, G. V. & Hampton, M. A. 1973: Sediment gravity flows, mechanics of flow, and deposition. *Pacific Sec. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course Notes*, 1-28.
- Mohr, E. C. J. & Van Baren, F. A. 1954: *Tropical Soils*. Wiley-Interscience Pub., New York.
- Moore, G. D. 1961: Submarine slumps. *Jour. Sed. Petrol.*, 31, 342-357.
- Morgan, P. & Baker, B. H. 1983: Introduction - processes of continental rifting. *Tectonophysics*, 94, 1-10.
- Morgenstern, N. R. 1967: Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: *Marine geotechnique* (Ed. A.F. Richards), Urbana Univ. Illinois Press, 189-220.

- Obradović, J. 1971: Tufovi i tufiti vulkanogeno - sedimentne serije u oblasti Budva - Bar. *Zbornik radova RGF*, 13, za 1970, 63-80, Beograd.
- Obradović, J. 1973: Turbiditi i konturiti. *Zapiski SGD za 1972*, 151-157, Beograd.
- Obradović, J. 1973: O mehanizmima transporta i sedimentacije pri formiranju krednog fliša Šumadije. *Glasnik Prir. muzeja Srpske zemlje*, A, 28, 75-93, Beograd.
- Obradović, J. 1979/80: Srednjotrijaski vulkanoklastiti Dinarida. *Geol. An. Balk. Pol.*, 43-44, 3-70, Beograd.
- Potter, P. E. & Pettijohn, F. J. 1963: *Paleocurrents and basin analysis*. Springer - Verlag, New York, 269p.
- Reading, H. G. 1978: *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Publ. Oxford, 557p.
- Reynolds, A. J. 1965: Waves on the erodable bed on an open channel. *Jour. Fluid mech.*, 22, 113-133.
- Rittenhouse, G. 1943: The transportation and deposition of heavy minerals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 54, 1725-1780.
- Rouse, H. 1946: *Elementary mechanics of fluids*. John Wiley, New York, 376.
- Rubey, W. W. 1933: Settling velocity of gravel, sand and silt particles. *Am. Jour. Sc.*, 5, 25, 325-338.
- Ruhin, L. B. 1961: *Osnovy litologii*. Gostoptehizdat, Leningrad, 779p.
- Rupke, N. A. 1978: Deep clastic seas. In: *Sedimentary environments and facies* (Ed. H.G. Reading), Elsevier, New York, 372-415.
- Sanders, J. E. & Obradović, J. 1972: Laminiae in modern deep-sea sediments and in flysch. *Int. Symp. "Flysch problems"*, Sofia, 16-25.10.1972.
- Selley, R. C. 1976: *An Introduction to Sedimentology*. Academic Press., New York, 408p.
- Skilbeck, C. G. 1982: Carboniferous depositional systems of the Myall lakes, northern New South Wales. In: *New England Geology* (Eds. P. G. Flood & B. Runnegar), Univ. New England, 121-132.
- Stanley, D. J. 1970: Flyschoid sedimentation on the outer Atlantic margin off Northeast North America. *Geol. Assoc. Canad., Spec. Publ.* 7, 179-211.
- Stanley, D. J. & Unrug, R. 1972: Submarine channel deposits, fluxoturbidites and others indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine basins. *Soc. Econm. Paleont. Miner., Sp. Publ.*, 16, 287-341.
- Stauffer, P. H. 1967: Grain flow deposits and their implications, Santa Ynes Mountains, California. *Jour. Sed. Petrol.*, 7, 487-508.
- Strahov, N. M. 1963: Tipy litogeneza i ih evolucia v istorii zemli. *Gostoptehizdat, Moskva*, 535p.
- Straaten, L. M. J. U. van. 1964: Turbidites in the southeastern Adriatic sea. In: *Turbidites* (Eds. A.H. Bouma & A. Brouwer), Elsevier, Amsterdam, 142-147.
- Sundborg, A. 1956: The river Klaralven, a study of fluvial processes. *Geogr. Annalar.*, 38, 127-316.
- Walker, R. G. 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 25-43.
- Walker, R. G. 1975: Generalized facies for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86, 737-748.

6. KORELACIJA

Korelacija ili određivanje ekvivalentnosti stratigrafskih ili drugih jedinica može se vršiti na više načina. Korelacija može biti izvršena upoređivanjem biostratigrafskih obeležja, litologije stena, mineraloško - petroloških karakteristika stena i dr.

Korelacija predstavlja osnov svih stratigrafskih ispitivanja. Povezivanjem jedinica na osnovu podataka sa izdanka na površini ili iz bušotina utvrđujemo litološki ili biološki kontinuitet formiranja naslaga u granicama jednog određenog geološkog razdoblja, bilo kada se radi o sedimentima jednog basena ili provincije, kontinenta ili na zemljinoj kori uopšte.

Pored korelacije na osnovu paleontoloških i palinoloških podataka, koja se već davno primenjuje u geologiji, izdvaja se i sedimentološka korelacija koja služi za izdvajanje facija kao i za određivanje stratigrafskog položaja sedimenata čija se starost, usled nedostatka faune, ne može odrediti drugim metodama. **Sedimentološka korelacija** zasniva se na upoređivanju sedimentoloških karakteristika serije koja se ispituje sa odgovarajućim odlikama serije sedimenata poznate starosti.

Sedimentološka korelacija može biti **litološka, granulometrijska, mineraloška, petrološka** i dr.

6.1. LITOLOŠKA KORELACIJA

Primenjuje se kod sedimenata koji se karakterišu postojanošću i jednoobraznošću osobina i primenjuje se za korelaciju krupnih stratigrafskih jedinica. Može se vršiti na više načina pomoću različitih metoda. Izbor same metode zavisi od vrste problema, karaktera, rasprostranjenja i debljine naslaga kao i od drugih faktora. Najbolje je kod litološke korelacije upotrebiti veći broj metoda. Jedna od najprostijih metoda je praćenje **lateralnog prostiranja** litoloških jedinica vezanih za određeni stratigrafski nivo. Praćenje je lako ukoliko su kontakti između litoloških jedinica jasni, u drugim slučajevima potrebno je odrediti rukovodeći sloj - reper koji se po bilo kojoj karakteristici jasno izdvaja od okolnih slojeva. Na otkrivenim terenima reporni slojevi se mogu pratiti fotogeološki na aerosnimecima.

Kao **reperi pri litološkoj korelaciji** mogu se uzeti konkrecije tj. slojevi sa konkrecijama, slojevi sa kosom slojevitošću, primarna boja sedimenata i druge strukturno -teksturne karakteristike sedimenata. Konkrecije su veoma pogodne za korelaciju pošto se lako uočavaju na terenu, vezane su pretežno za određene slojeve i mogu se prostirati na velikom prostranstvu.

Primarna boja stene se, takođe, lako uočava na terenu i zato je često pogodna za korelaciju. Kao primer mogu poslužiti i pojave gredenskih peščara kod kojih se jasno mogu izdvojiti donje sive partije od crvenih gornjih partija iste serije.

Jedna od metoda je i **određivanje položaja u prostoru, odnosno u sekvenci**. Pod normalnim uslovima svaka litološka jedinica ima određen položaj u odnosu na ostale jedinice. Kada se odredi stratigrafska sukcesija u jednom delu proučavane oblasti ona postaje osnovna za korelaciju. U nekoj oblasti koja se ispituje mogu se javiti kao jedinice tri krečnjačka sloja, koja su slična među sobom ali se razlikuju po odnosima prema susednim jedinicama. Tako jedan sloj krečnjaka leži preko glinaca a iznad njega se javlja peščar; drugi leži na dolomitu a preko njega se nalazi alevrolit i td. U navedenom slučaju za korelaciju nije mogla biti uzeta u obzir vrsta stene već njen položaj u sekvenci.

Primenom metode **električnog otpora stena** pri ispitivanju bušotina mogu se izdvojiti sekvence u litološkim jedinicama na osnovu razlike u otporu, što se može koristiti za korelaciju.

6.2. GRANULOMETRIJSKA KORELACIJA

Primenjuje se u onim slučajevima kada ispitivana serija ne pokazuje jasno određene karakteristike na osnovu kojih se može izvršiti korelacija ili kada je potrebno da sa što većim brojem korelativa izdvojimo seriju određene starosti. Ova vrsta korelacije pogodna je naročito za rastresite sedimente. Uzimaju se u obzir svi granulometrijski parametri, na pr. na osnovu Q_1 , Q_3 , Md , So , Sk , P_{10} , P_{90} izdvojeni su eocen i torton u okolini Petrovca na moru.

6.3. MINERALOŠKA KORELACIJA

Vrši se na osnovu detaljnog određivanja terigenih, teških i lakih minerala. Obično se koristi pri korelaciji manjih geoloških jedinica i za raščlanjavanje serija sedimenata različite starosti. Za ovu vrstu korelacije potrebno je vršiti upoređivanja sa sastavom (teških, lakih, detritičnih i autigenih minerala) sedimenata poznate starosti. Zasniva se na detaljnom proučavanju tipomorfni karakteristika terigenih kao i autigenih minerala, kao i na njihovoj zastupljenosti.

Korelacija na osnovu **teških minerala** (minerali specifične mase veće od 2.85 g/cm^3) vrši se određivanjem karakterističnih paragenetskih asocijacija teških minerala. Ove se asocijacije određuju na osnovu količinskog sadržaja pojedinih teških minerala, pojavom karakterističnih minerala koji se javljaju u većim količinama i na osnovu oblika, zaobljenosti, boje, inkluzija i drugih osobina samih teških minerala. Pošto karakteristične asocijacije teških minerala služe za korelaciju nazivaju se i korelacione asocijacije.

Ova vrsta korelacije našla je veliku primenu kod ispitivanja naftonosnih serija. Tako na pr. jedna produktivna naftonosna serija korelisana je sledećom mineralnom asocijacijom: piroksen-hornblenda, sfen-epidot i td.

U serijama fliša različite starosti vršena je korelacija na osnovu **asocijacije teških minerala**. Pri tome je naročito korišćena različita zastupljenost pojedinih mi-

neralnih vrsta ili asocijacija. Takođe je ova korelacija primenjivana za izdvajanje donje i gornje serije crvenih peščara Stare Planine. Donju seriju je karakterisala asocijacija teških minerala poreklom iz metamorfnih stena, a gornju asocijacija teških minerala poreklom iz granitskih stena.

Korelacijom neogenih peskova Šumadije izdvojeni su peskovi panona, ponta i sarmata.

Sadržaj, odnosno zastupljenost **lakih minerala** (specijalno kvarca i feldspata) sve više se koristi za korelaciju. Na osnovu odnosa kvarc-plagioklas-kalijski feldspat izvršena je korelacija neogenih peskova Šumadije (Vučetić, V.).

Potrebno je istaći značaj sadržaja **minerala glina** pri korelaciji glinenih sedimenata. Poznati su radovi u kojima su izdvojene zone na osnovu pojave i zastupljenosti minerala glina, kaolinit-ilitska zona, montmorijonit-ilitska zona i td.

Sadržaj i zastupljenost **autigenih minerala** sve više se koristi za korelaciju. Tako na pr. lijas i doger Vrške Čuke izdvojeni su na osnovu autigenih feldspata, isti je karakterističan samo za doger.

Sve više se u sedimentologiji koristi i **geohemijska** korelacija zasnovana na sadržaju elemenata u tragovima. Takođe se koriste i podaci hemijskih analiza - **hemijska korelacija**, kako samih minerala ili sedimentnih stena.

6.4. GRAFIČKA KORELACIJA

Kvantitativna grafička metoda bazirana na geohronološkim podacima najviše se koristi u biostratigrafskoj korelaciji ali može biti primenjena i u sedimentološkoj korelaciji. Zasnovana je na metodi **Shaw-a** (1964), koji je upotrebio konvencionalni dvoosni grafikon koji predstavlja par fosilonosnih profila (Sl. 185.) sa tačno određenom starošću. Na grafikonu odgovarajuće tačke dva profila koja se upoređuju daju takozvanu liniju korelacije (LOC) koja je važan ključ za hronostratigrafsku korelaciju. Dalje se linija korelacije koristi kao termin relativne akumulacije stena, najčešće ugljeva.

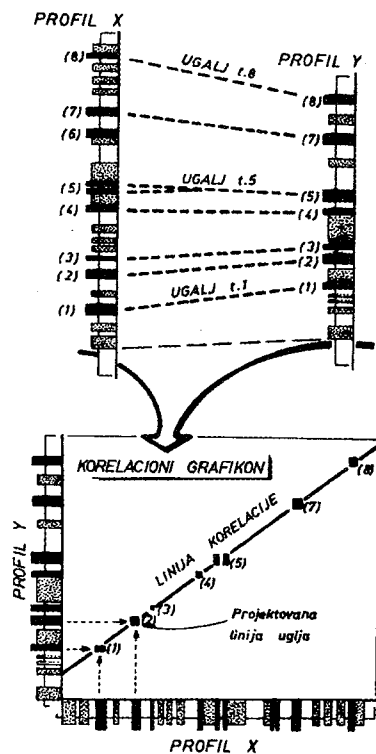
Grafička korelacija permskih i donjotrijaskih peščara u JI delu Stare planine data je u radu **Protić-a** (1967).

6.5. STATISTIČKA KORELACIJA

Poslednjih godina sve više se koristi i statistička korelacija, koja matematičkim putem daje koeficijent korelacije čije se vrednosti kreću od -1, preko 0 do +1. Ako je koeficijent korelacije jednak +1 dobija se direktan odnos između promenljivih; ako je -1 dobija se inverzan odnos između promenljivih veličina.

Statistička korelacija između dve promenljive veličine je prosta korelacija. Moguće je odrediti odnos između više od dve promenljive veličine i takva korelacija je složena. Za promenljive veličine u statističkoj korelaciji mogu se uzeti bilo koje

karakteristike sedimenata ili samih minerala kao na pr. veličina, oblik zrna, sadržaj određenog minerala i td.



Sl. 185 - Shematska ilustracija grafičke korelacione metode. Na profilima x i y predstavljene su sledeće stene: peščar - tačkasto, glinac - bez oznake i ugalj - crno. Shaw, 1964.

6.6. LITERATURA

- Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1978: Principles of Sedimentology; John Wiley & Sons, New York, 792 pp.
- Grubić, A. & Obradović, J. 1975: Sedimentologija; Grad. Knj., Beograd, 331 pp.
- Kleinspehn, K. L. & Paola, C. Eds. 1988: New Perspectives in Basin Analysis; Frontiers in Sed. Geol., Springer-Verlag, New York, 453 pp.
- Krumbein, W. C. & Sloss, L. L. 1963: Stratigraphy and Sedimentation; Freeman & Co., San Francisco, 600 pp.
- Protić, M., 1967: Sedimentološke karakteristike permjskih i donjotrijaskih sedimenata Stare planine i uranska mineralizacija u njima. Radovi Inst. za geol. rud. istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih min. sirovina, 3, 151-167, Beograd.
- Shaw, A. B. 1964: Time in Stratigraphy, McGraw-Hill, New York, 365 pp.

7. IZRADA LITOSTRATIGRAFSKOG STUBA

Jedan od osnovnih zadataka sedimentološkog rada, a u poslednje vreme, i veoma značajan element u snimanju geološke karte je izrada lokalnih geoloških stubova. Pedantno izmereni i detaljno opisani lokalni stubovi predstavljaju dokumente. Oni čine osnovu kasnijih sinteza ali i neophodnu podlogu za projektovanje skoro svih savremenih praktičnih i istražnih geoloških radova. U današnjoj literaturi geološki stubovi se uveliko koriste kao bitna grafika za prikazivanje stratigrafskih i facijalnih odnosa u proučavanim oblastima.

Geološki stub je grafički prikaz vertikalnog, odnosno stratigrafski normalnog redosleda stenskih jedinica sa nekog terena. Različite osobine tih jedinica se obeležavaju u stubu konvencionalnim oznakama. Po sadržaju stubovi se razlikuju i mogu biti litološki, facijalni, paleontološki, paleoekološki i drugi, već prema osobinama na koje je obraćena posebna pažnja pri njihovoj izradi. Na litostratigrafskim stubovima u prvi plan dolaze promene sedimenata u vertikalnom pravcu.

Po formi i načinu izrade geološki stubovi mogu biti generalni (sintetski) i lokalni. Sintetski stubovi se konstruišu na osnovu analize geološke karte i celokupnog znanja o nekom većem terenu.

Lokalni stubovi se snimaju direktno na terenu na izdancima. Oni sa manje ili više detalja pokazuju vertikalnu sukcesiju stena i njihove osobine.

Lokalni geološki stubovi se razlikuju bitno po razmeri u kojoj su načinjeni i po detaljima koje prikazuju, što je obično, međusobno uslovljeno. Iz toga proizilazi činjenica da lokalni stubovi mogu biti pregledni i detaljni. Na **preglednim** stubovima prikazane su samo osobine izdvojenih homogenih paketa slojeva (izgrađenih od istih stena ili od iste asocijacije stena) dok je u **detaljnim** stubovima izdvojen, proučavan i prikazan svaki sloj. Snimanje preglednih stubova spada u domen opštih radova koji se obavezno izvode na terenu.

Snimanje detaljnog litostratigrafskog stuba na terenu je kompleksan rad koga izvodi, po pravilu, sedimentolog sam ili sa pomoćnicima. Vassojević (1948) predlaže da, zbog brzine i efikasnosti, rade dve osobe: osmatrač i zapisničar, a Bouma (1962) smatra da je korisna i treća osoba koja prikuplja primerke. Dve osobe, međutim, mogu da rade veoma dobro i brzo. Osoba koja snima, ta i posmatra, meri, piše brojeve na slojevima, diktira i oprobuje slojeve, a zapisničar crta, beleži sve podatke i fotografiše izdanke.

Metode i postupci pri snimanju lokalnih stubova nisu uvek isti, jer se tokom rada u različitim područjima (sa drugačijim strukturnim osobinama) i u različitim tvorevinama (paleozojskim, mezozojskim, tercijarnim i kvartarnim) pojavljuje speci-

fičan niz problema. Zato je važno poznavanje opštih principa izrade detaljnih stubova koji su u većoj ili manjoj meri zajednički za sve terene.

U izradi detaljnog lokalnog litostratigrafskog stuba danas se obično razlikuju tri osnovne etape:

1. rekognosciranje i odabiranje profila na kojima će se obaviti snimanje,
2. snimanje stuba i
3. izrada definitivne verzije stuba.

7.1. REKOGNOSCIRANJE I ODABIRANJE PROFILA ZA SNIMANJE

Glavni zadatak rekognosciranja je odabiranje najpogodnijih izdanaka i profila na kojima će biti obavljeno snimanje (vidi poglavlje 3.1.). U pojedinostima i konkretnim slučajevima, međutim, izvršenje tog zadatka nije jednostavno. Na izbor lokalnosti utiče stepen otkrivenosti profila, međusobna udaljenost izdanaka, pristupačnost, strukturne osobine i stratigrafski nivo koji je otkriven.

Izbor profila za snimanje obavlja se na osnovu postavljenih zadataka. To može biti rad na celom stubu nekoga reiona ili snimanje neke određene stensko-vremenske jedinice. U prvom slučaju profili koji se snimaju treba da zahvate što je moguće veći deo celog stuba. Pored toga potrebno je da oni počinju i završavaju se nekim repnim horizontima, po kojima mogu da se upoređuju i povezuju s drugim profilima proučavanog terena. Kada se snima samo jedna određena stratigrafska jedinica onda su najpogodniji za rad profili na kojima je ona otkrivena u celini sa podinom i krovinom. Ako takvih profila nema stub se proučava u delovima otkrivenim na bliskim nizovima izdanaka. Tada je radi povezivanja podataka veoma značajna korelacija repnih slojeva koji se nalaze u pojedinim snimanim delovima stuba.

7.2. SNIMANJE DETALJNOG LOKALNOG STUBA

Kada su izabrani pogodni profili dolazi na red snimanje stuba. U tom poslu, međutim, mogu da se razlikuju pripremna faza i samo snimanje stuba sa oprobavanjem.

7.2.1. Pripreme za snimanje stuba

Pripremni radovi se izvode na izdancima i profilima koji će biti snimani. Kada se proučavaju tercijarni i kvartarni sedimenti, često, je pre snimanja u rastresitim sedimentima neophodno da se očiste i poravnaju površine izdanaka. To se obavlja lopaticom i ašovom. U nekim slučajevima rastresite stene se zasecaju ili usecaju ašovom poput rova za pedološki uzorak. Kada se ovako pripremljeni izdanak prosuši tada su sve teksture na njemu dobro vidljive. Čišćenje izdanaka potrebno je izvesti obazrivo da se ne bi oštetile teksture, jer se tanki glinoviti prosljoci deformišu pod lopaticom.

Pre početka snimanja izdanaka sa mnogo slojeva korisno je da se oni osmotre sa rastojanja i grupišu u pakete, koji se međusobno razlikuju po litoškim osobinama. U skici se pribeleže glavne osobine tih paketa slojeva jer se te osobine, često važne za izradu stuba, kasnije gube iz vida u masi detalja pribeleženih za vreme rada. S istog mesta se proverava da li su važnije osobine slojeva postojane po pružanju. Dobro je, zatim, detaljno pregledati izdanak i na njemu vidljivo obeležiti kredom sva ona mesta koja su po bilo čemu interesantna (rasedi, slojevi bogati fosilima i dr.). Tada je neophodno da se utvrdi i kakav je položaj slojeva: normalan ili prevrnut. To se izvodi uz pomoć sedimentnih tekstura (po gradaciji, položaju kosih lamina, tragovima talasanja, pukotinama isušivanja, tragovima kišnih kapi i dr.) i strukturološkim osobinama stena.

Numerisanje slojeva izvodi se počev od starijeg dela serije. Iskustvo je pokazalo da je najcelishodnije kredom ispisati redni broj na svakom petom sloju (neki geolozi numerišu slojeve i fotografišu izdanak pre početka studijskog rada na profilu, drugi opet, numerišu slojeve za vreme snimanja a fotografišu izdanak po završenom radu). Pri tome, treba voditi računa šta je sloj i šta su lamine (slojići). Korisno je da se obeleže kredom i neki kontakti između slojeva. Ako je deo stuba koji se snima u većoj ili manjoj meri homogen, onda se slojevi numerišu od jedan pa nadalje; ako je moguće razlikovanje posebnih paketa slojeva onda se oni označavaju velikim slovima i unutar svakog paketa vrši se posebna numeracija slojeva počev od jedinice.

Izdanak, koji je na ovaj način pripremljen za snimanje, potrebno je fotografisati, jer fotografija predstavlja najbolji oblik kontrole snimanja i važan pomoćni dokument prilikom rekonstrukcije stuba u birou. Zato je neophodno izabrati pogodno rastojanje od izdanaka sa koga je moguće obuhvatiti slikom dovoljno veliki deo stuba a da su jasni svi detalji. Većinom je dovoljno da se fotografišu samo karakteristični delovi stuba. Kada je stub posebno značajan treba da bude fotografisan u celini - deo po deo. U takvom slučaju potrebno je označiti krajnje upadljive slojeve koji se vide na jednom fotosu. To se postiže na taj način što se na te slojeve postavljaju repne tablice sa njihovim rednim brojevima ispisanim kredom ili metalna ploča sa magnetskim slovima za titlove. Stub treba da bude pokriven snimcima kontinualno, odnosno da se na drugom snimku vidi kao najniži onaj numerisani sloj koji je na prethodnom bio najviši. U poslednje vreme se za snimanje izdanaka uspešno koriste polaroid-kamere. Prilikom fotografisanja na izdanak se obavezno postavlja numerički razmernik tako da na slici budu vidljivi njegovi podeoci.

U slučajevima kada su delovi stuba koji se snima potpuno pokriveni, potrebno je još u pripremnoj fazi proveriti da li je moguće naći nastavak odgovarajućih slojeva u blizini da bi se snimanje produžilo.

7.2.2. Merenje debljine i opisivanje slojeva

Posle neophodnih pripremnih radova može se prići merenju debljina i opisu slojeva. Podaci o snimljenim slojevima mogu biti zabeleženi različito što zavisi od profila, interesovanja istraživača i zadatka.

Osnovno pravilo snimanja o kome treba strogo voditi računa je: jednim snimanjem treba prikupiti maksimum podataka. Da bi to ispunili istraživači su razvili različite sisteme u radu. Među mnogim sistemima snimanja detaljnih stubova jasno se ističu tri grupe. Prvoj grupi pripadaju svi autori koji se pretežno služe ekstenzivnim opisivanjem stena u beležnicu sa tačnim prikazom svih osobina i njihovih varijacija. Drugi istraživači uz opise zapisuju neke podatke u obliku grafike, a treći prikazuju sve osobine sedimenata (prikupljene terenskim i laboratorijskim radom) u vidu kompleksne grafike. Poslednji sistem su razradili **Bouma & Nota (1960)** naročito zbog toga da bi zapisničar, od koga zavisi brzina rada, mogao da beleži što veći broj informacija i da bi sve vrste stena u stubu bile izražene što vizuelnije (tzv. "vizuelizacija profila").

Ovaj interesantan i praktičan sistem beleženja terenskih podataka naročito je pogodan za snimanje ritmičnih i cikličnih serija sa brzom smenom raznovrsnih članova. Umesto opširnih tekstualnih opisa vrši se grafičko prikazivanje svih osobina sedimenata. U tu svrhu koristi se list milimetarske hartije na kome su izvučene (ili štampane) vertikalne kolone ili podkolone (Sl. 186.). Ovaj list je zalepljen celuloidnom trakom ili na karton ili u dnevnik. Na njemu zapisničar piše olovkom, bojicama ili kugličnom pisaljkom. Upotreba bojica na samom terenu daje čitkije i preglednije rezultate, a i zapisivanje podataka je lakše.

U Bouminom formularu osobine sloja se beleže u horizontalnom pravcu, a po vertikalni se smenjuju slojevi prema stratigrafskom položaju. Zbog toga zapisničar prvo ucrtava kontakte sloja na rastojanju koje u određenoj razmeri odgovara njenoj debljini. Na istoj visini on povlači liniju i u kolonama; tip stene, osobine sloja, boja, broj sloja i dr. Grafički prikazuje podatke uz pomoć različitih simbola, linija i bojeva (Sl. 187.).

Drugi način beleženja podataka preporučuje **Lombard (1956)**. Po njemu se snimljeni podaci zapisuju u vertikalnim kolonama koje nose naslove: starost, granice i litofacije, grafički stub u razmeri, redni broj nivoa, debljina, podaci o litološkim, mineraloškim osobinama i fosilnom sadržaju, broj primerka i litološka kriva. U isto vreme podaci o građi stuba se zapisuju i u dnevnik. Svi podaci u stubu i dnevniku se unose kao brojevi, simboli i skraćenice.

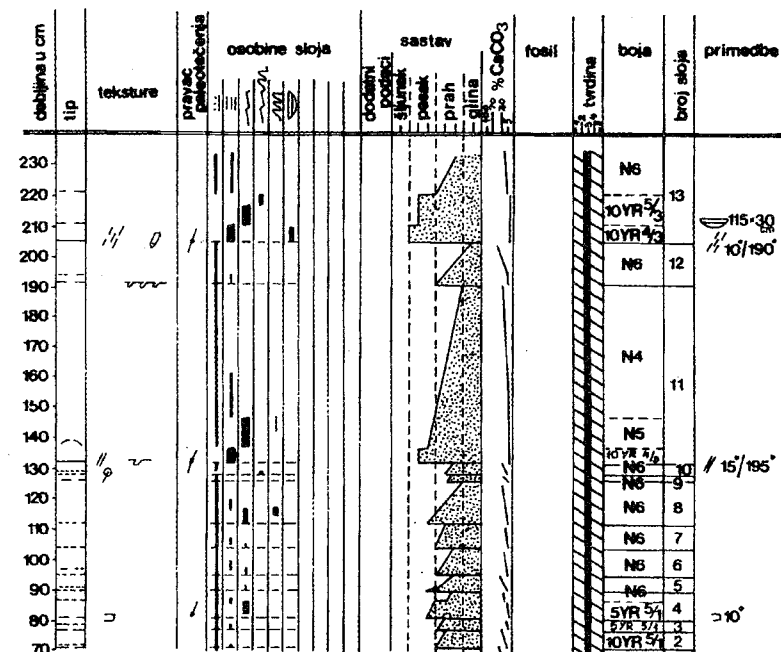
Kada se prikazivanje osobina slojeva izvodi opširnim opisivanjem ono treba da bude detaljno i jasno. Beleže se i oni podaci koji izgledaju obični i "jasni sami po sebi". Svaki sloj se opisuje po sledećoj shemi:

1. broj sloja;

2. **merenje debljine sloja**, kao najkraćeg rastojanja između njegovih slojnih površina i bočne promene debljine sloja: debljina se prikazuje u santimentrima ili metrima, što zavisi od razmere u kojoj se snima;

3. **tip stene** - prema preovlađivanju nekih minerala u sastavu sloja ili prema veličini zrna i čestica (konglomerati, peščari, alevroliti, gline, arkoze, grauvake, krečnjaci, dolomiti i dr.); u terenskim radovima dovoljno je da se koristi litološki širi naziv grupe stena a vrsta se određuje posle laboratorijskih radova;

4. **opis matriksa** (peskoviti, alevrolitski, glinoviti), cementne materije (sastav: karbonatni, silicijski i dr.); količinska zastupljenost: obilan, siromašan i dr., njihova postojanost u vertikalnom i horizontalnom pravcu u sloju.



Sl. 186 - Detaljni grafički prikaz sedimentoloških osobina fliša u Primorskim Alpima kod Piera Cava. **Bouma, 1962.**

5. čvrstina stene (rastresite, trošne, umereno tvrde i tvrde stene);

6. **boja stene na svežem prelomu** (crna, siva, plava, zelena, žuta, crvena i dr.) - pri opisivanju boja korisno je pridržavati se nekog standarda, na primer američke tablice boja, sa nijansama (svetlosiva, mrko-crvena i td.), zatim njen raspored u steni (ravnomeran, trakast, pegav i td.) i promene u raznim pravcima u sloju; za karbonatne stene može biti važna i boja ispranih površina; važno je utvrditi da li je boja primarna ili sekundarna;

7. miris stene (bituminozan, sumporvodoničan i td.);

8. **struktura stene** - na terenu uz pomoć talona, obično, može se odrediti veličina zrna (kod klastita i karbonatnih stena: breča, konglomerat, peščar, pelit, kalkarenit, kalklutit i dr.; kod organogenih prema poreklu sastojaka stena na pr. numulitski kalkarenit i dr.; kod homogenih na osnovu vrste zrna (oolitna, pizolitna i dr.) i promene granulometrijskog sastava u sloju; u laboratoriji se određuju oblici zrna, osobine površina zrna (korodirane, glatke, polirane sa strijama i td.) i detaljno se proverava granulometrijski sastav stena;

	VRLO OŠTAR RAVAN KONTAKT		O.T. VUČENJA
	OŠTAR RAVAN KONTAKT		SEDIMENTNA LINEACIJA
	NEJASAN KONTAKT		OTISCI UZDUŽNIH BRAZDI
	POSTEPEN PRELAZ		O.T. USECANJA
	POSTEPEN PRELAZ		O.T. OTIRANJA
	SLABO VIDLJIV POSTEPEN PRELAZ		PERASTI O.T. VUČENJA
	UNDULATORNI KONTAKT		O.T. UTISKIVANJA
	NEPRAVILAN KONTAKT		O.T. SLIVANJA
			TEKSTURE ISUŠIVANJA
			OTISCI KIŠNIH KAPI
	PRAVAC I SMER TOKA JASAN		PARALELNA LAMINACIJA
	PRAVAC TOKA JASAN, SMER SUMNLJIV		TALASASTA LAMINACIJA
	PRAVAC TOKA NEJASAN, SMER POZNAT		KOSA SLOJEVITOST
	PRAVAC TOKA NEJASAN, SMER SUMNLJIV		TALASASTA SLOJEVITOST TEČENJA
			TALASASTA SLOJEVITOST
	NEJASNA TEKSTURA		KONVOLUCIJA
	JEDVA VIDLJIVA TEKSTURA		TEKSTURE KLIŽENJA
	EROZIONA POVRŠINA		RAZORENI SLOJ
	DONJA POVRŠINA SLOJEVITOSTI NIJE OTKRIVENA		KONKRECIJE
	SEDIMENTNA DISKORDANCIJA ("UNCONFORMITY..")		DENDRITI
	O.T. TEČENJA		STILOLITI
	O.T. TEČENJA DEFORMISANI UTISKIVANJEM		

Sl. 187 - Boumini simboli, 1962.

9. osobine kontakta slojeva (po obliku: ravan, talasast, неправи lan; po gradaciji: oštar, jasan, postepen ali brz sa zonom prelaza između 0.5 i 1 cm, slab postepen prelaz i teško vidljiv), hijatusi i diskordancije (prisustvo erozionih površina, raznih tragova razaranja i raspadanja, bazalni konglomerati, promene faune i flore, mikroreljef, površine "hard-ground");

10. teksturne osobine površina slojevitosti - na gornjim površinama: tragovi talasanja, otisci kišnih kapi, pukotine isušivanja, tragovi životne delatnosti organizama i dr.; na donjim površinama slojevitosti: otisci tragova tečenja, vrtloženja, vučenja, zadiranja, otiranja, usecanja, mehaničko utiskivanje i dr.; jednostavne, kombinovane, superponovane; prostornu orijentaciju linearnih i polarnih tekstura (otiske tragova tečenja, uzdužnih brazdi, tragovi usecanja, i dr.) treba obavezno meriti ali je neophodno i merenje prostornog položaja sloja;

11. interne teksturne osobine slojeva (gradaciona slojevitost, horizontalna, talasasta i kosa laminacija, imbricacija, tragovi razaranja sloja i tragovi kliženja, glinjeni jezičci i td.); potrebno je meriti debljinu lamina i setova lamina, njihovu orijentaciju u prostoru i opisati njihove osobine (materijal, boju i dr.); meri se i orijentacija planarnih i linearnih predmeta u sloju (ljuštura, ljuštorni detritus, ostaci biljaka, pljosnati i eliptični valuci i dr.);

12. konkrecije (njihova morfologija, sastav, dimenzije, odnos prema slojevitosti, položaj u sloju, indeks konkrecioznosti, geneza i dr.) i mineralna novoobrazovanja (žice, žilice, sočiva i dr.);

13. organski ostaci (prikazuje se sastav njihove zajednice, orijentacija, karakter očuvanosti, ekološke osobine, autohtonost i dr.), njihov tačan položaj u sloju i broj probe beleže se obavezno na skici; tačna determinacija fosila se daje posle laboratorijskih radova;

14. način raspadanja stena (rasipanje, ispiranje, promena boje i td.) i stepen raspadnutosti.

Potrebe za brzim i što detaljnijim snimanjem velikog broja geoloških stubova, na čemu naročito insistira industrija nafte, dovele su do modernizacije i unapređenja čitavog postupka. Američki naftni geolozi počeli su prvi da rade na stubu diktirajući podatke u magnetofon. Na taj način su postigli jako mnogo. Pre svega, omogućili su jednom čoveku da efikasno radi sam, zatim da može brzo koristeći se podsetnikom da prikupi vanredno veliki broj činjenica i detalja i konačno, rad je moguć i po nevremenu pa, ako je započet, ne mora biti prekidan zbog kiše ili drugih nepogoda. Podaci o osobinama slojeva zapisani na magnetofonskoj traci praćeni fotografijama, grubim crtanim skicama stuba i uzorcima, pružaju velike mogućnosti za izradu definitivne verzije stuba u birou.

7.3. UZIMANJE PRIMERAKA

Snimanje detaljnog litostratigrafskog stuba je praćeno obaveznim sistematskim prikupljanjem stena i fosila. Primerci mogu biti uzimani u toku osmatranja i opisivanja slojeva. Lombard (1956), preporučuje da se snimanje odvoji od oprobavanja. Po tom autoru prvo treba izvršiti snimanje izdanka, a zatim ponovo pregledati profil radi oprobavanja. Ma koji način da se primeni, prikupljanje primeraka treba shvatiti kao važan deo terenskog posla, jer samo makroskopskim ispitivanjem

mogućno je evidentirati relativno malo preciznih podataka. Zbog toga je neophodno uzimanje uzoraka za laboratorijsku obradu.

Svaki primerak treba da reprezentuje tipične osobine stene od koje je uzet i da sadrži bar minimalnu količinu materijala nastalog raspadanjem stene.

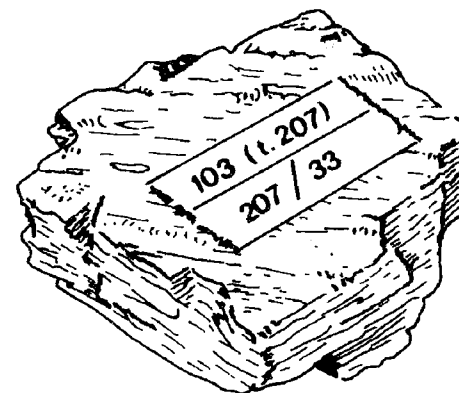
Veličina i broj primeraka zavise od potrebe laboratorijskih ispitivanja. Obično, primerak ne treba da bude veći od šake, ali se većinom uzimaju onakvi primerci kakvi su prirodno odvaljeni od stene. Što se tiče broja primeraka treba se pridržavati pravila da ih je bolje prikupiti više nego premalo. Bilo bi idealno "doneti stub u laboratoriju", odnosno uzeti primerak od svakog sloja. Takvo prenošenje stuba, međutim, mogućno je samo u retkim slučajevima.

Uzimanje primeraka po određenim intervalima (na pr. na svakih 0.5, 2, 5 m i sl.) ispravno je samo za stubove koji imaju homogen sastav. U paketima u kojima se stene brzo smenjuju po ritmičkom ili cikličnom rasporedu (na primer u fliševima i molasama, u formacijama sa ugljem) taj način uzorkovanja doveo bi do apsurdne slike o građi stuba. U takvim serijama primerci se uzimaju metodom odabiranja, zasnovanoj na činjenici da se tada iste stene mnogostruko ponavljaju. Oprobavanje ritmičnih i cikličnih serija ima i druge nijanse. Pre svega, uzorke treba uzimati iz različitih sekvenci i iz raznih intervala u sekvenci (o čemu treba voditi posebno računa). S druge strane, uzorke treba uzimati obavezno i iz svakog sloja koji pokazuje razlike u pravcu paleotransporta, jer se iz orijentacije tih tekstura i mineraloškopetrološke građe zrna u klastitima mogu izvesti korisni zaključci o oblastima spiranja, njihovoj građi i promenama u paleogeografiji tih delova zemljine površine.

U nekim slučajevima uzorci su potrebni da bi u njima proučili orijentaciju minerala ili strukturnih elemenata. Tada je neophodno uzeti orijentisan primerak. Po **Dimitrijević & Petrović-u (1965)**, (Sl. 188.), pošto je odabrano mesto sa koga će biti uzet, primerak se "pažljivo odvali i to tako da se bez teškoće može ponovo namestiti tačno na isto mesto". Kada je ponovo vraćen na isto mesto i u isti položaj kao što je prvobitno ležao, na njemu se kompasom odredi linija pružanja i obeleži pisaljkom u boji ili oštrim dletom. Postupak je mnogo jednostavniji ako se u pravcu pružanja zalepi traka od leukoplasta, pa se na njoj kugličnom pisaljkom iscrta pružanje. Upravno na pružanje povuče se padna prava što je moguće tačnije i duže, da bi se preparatoru olakšao posao, pa se označe broj primerka i elementi pada. Ukoliko je merena donja površina primerka i ukoliko je primerak u inverznom položaju ovi podaci se označe posebnim znacima. U terenski zapisnik se uz skicu položaja područja primerka zabeleži koja je ravan uzeta za orijentaciju (foliacija, slojevitost, klivaž, pukotina i td.) i njeni elementi pada. U laboratoriji je korisno oznake o pružanju i padu obeležiti na steni postojanim mastilom ili lakom koji se ne otiru lako sa stene.

U poslednje vreme, sve više, broj primeraka se piše flomasterom direktno na steni. Taj broj zapisuje se obavezno i u beležnicu pored odgovarajućeg sloja ili na skici profila. Ranije, uz uzorak je stavljena etiketa sa neophodnim podacima (broj primerka, lokalnost, naziv stene, datum uzimanja primerka, ime kolektora i td.) ali je taj metod već napušten.

U bazi je neophodno uvesti uzorke u knjigu primeraka. Za svaki primerak u njoj je rezervisana polovina strane. U određenim rubrikama beleži se broj primerka, terenska odredba stene, broj tačke osmatranja, koordinate tačke osmatranja, ime lokalnosti, terenski opis primerka i šta treba dalje raditi sa probom (navodi se vrsta laboratorijskih ispitivanja). Prostor koji ostaje ispod ovih podataka koristi se kasnije za beleženje laboratorijskih nalaza, za mikrofotografije i slično. Na taj način knjiga uzoraka sadrži celokupnu dokumentaciju o svim probama uzetim sa stuba ili sa nekog terena.



Sl. 188 - Označavanje orijentisanog primerka. Primerak nosi broj 103, uzet je na tački 207, a orijentisana površina je foliacija sa elementima pada 207/33. **Dimitrijević i Petrović, 1965.**

7.4. IZRADA DEFINITIVNE VERZIJE DETALJNOG STUBA

Definitivna verzija stuba se radi u biru posle svih neophodnih terenskih i laboratorijskih analiza. Za njenu izradu koriste se: fotografije, skice, beleške iz dnevnika ili formulara, podaci sa magnetofonske trake i izveštaji o laboratorijskim analizama. Na osnovu svih prikupljenih podataka izrađuje se grafički prikaz stuba u razmeri koja dozvoljava da na njemu bude predstavljen svaki sloj.

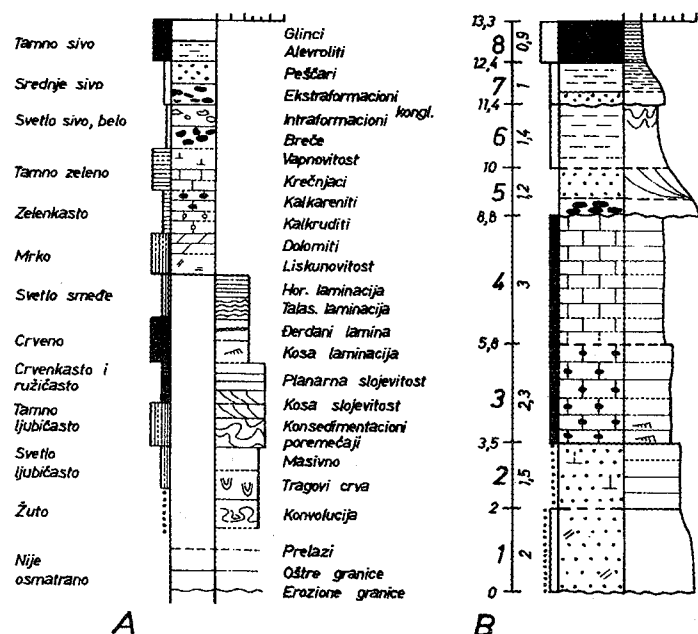
Litološki podaci o stenama u detaljnom litostratigrafskom stubu mogu da budu ucrtani između dve vertikalne prave linije, kako je to bilo uobičajeno već na samom početku njihove izrade.

Poslednjih decenija, međutim, jedna od graničnih linija je neravna jer se njom označavaju neke karakteristike stena u stubu. To može biti otpornost stena na eroziju ili njihova grubo prikazana granulometrija. U drugom slučaju iznad ili ispod neravne obodne linije ucrtan je razmernik sa granulometrijskim klasama.

U stubu se svaki sloj obeležava odgovarajućim litološkim oznakama koje mogu biti dopunjene različitim simbolima ili skraćenicama (za boju, fosile, teksture, oolite, konkrecije, osobine kontakta između slojeva, prisustvo piritita). Prapatni tekst sa strane stuba, kada postoji, obično je sažet. U nekim slučajevima, ako je potrebno, u kolonama stuba ili u tekstu detaljno se opisuju osobine svakog sloja ponaosob. U poslednje vreme sedimentolozi dopunjuju stub sa strane i malim mikrosnimcima sa kojih se vide mikroskopske osobine stena od kojih su izgrađeni slojevi.

Tokom protekle dve decenije sve više ulazi u upotrebu litostratigrafski stub u grafičkoj obradi koju je primenio Selley (1970), često uz neke male dorade (Dimitrijević, 1978), (Sl. 189.). Glavna odlika tog stuba je što sadrži tri kolone: dve spoljašnje i jednu srednju. Desna spoljašnja kolona je sa jednom neravnom linijom koja odražava granulometriju stena i služi za ucrtavanje teksturnih osobina stene. U srednjoj koloni, između dveju paralelnih graničnih linija uneti su podaci o petrografskom sastavu stene a u levu spoljašnju kolonu se unosi boja stene. Sa leve spoljne strane nalazi se vertikalna prava sa nanetim brojevima slojeva, njihovim debljinama (upisanim vertikalno) i kumulativnom debljinom. Ovakav stub je toliko bogat podacima da nema potrebe za nikakvim opširnim propratnim opisima. Tamo gde je to ipak neophodno uz stub se doctavaju simboli (za fosile, teksture i sl.) i dopisuju veoma sažete tekstualne informacije (na primer o starosti, podeli paketa, pripadnosti različitim formacijama, sedimentacionim sredinama, fosilnom sadržaju i dr.). Uz ovaj stub ide i legenda u vidu ključa za čitanje grafike.

Snimanje stuba po Bouminom sistemu omogućava da se zabeleške sa terenskog grafikona uglavnom "precrtaju na čisto" i da im se dopišu rezultati laboratorijskih proučavanja. U tu svrhu grafikon se proširuje udesno, dodavanjem kolona za rezultate laboratorijskih istraživanja, koji se takođe nanose uslovnim znacima.



Sl. 189 - Primer načina prikazivanja lokalnog stuba A - Opšti ključ za raspored kolona i načine prikazivanja (boja, litologija, tekstura, tipovi granica među jedinicama). Desna ivica stuba ujedno pokazuje granulometrijski sastav; s leva na desno podeoci označavaju pelite; alevrolite; sitnozrne, srednjozrne i krupnozrne arenite; rudite. B - shematski primer lokalnog stuba. Levo su brojevi jedinica, kumulativna debljina i debljina pojedinačnih jedinica. (Princip prema Selley-u, 1970, uz modifikacije). Dimitrijević, 1978.

7.5. LITERATURA

- Bouma, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- Bouma, A. H. & Nota, D. G. J. 1960: Detailed graphic logs of sedimentary formations. Inter. geol. Cong. XXI, 23, 52-74, Copenhagen.
- Dimitrijević, M. D. 1976: Geološko kartiranje. Izdavačko - informativni centar studenata. Beograd, 486p.
- Dimitrijević, M. & Petrović, R. 1965: Upotreba projekcije lopte u geologiji. Geol. zavod, Ljubljana.
- Lombard, A. 1956: Geologie sedimentaire, le series marines. Masson, Paris, 772p.
- Selley, R. C. 1970: Ancient sedimentary environments. Chapman and Hall, 237p.
- Selley, R. C. 1975: An Introduction to Sedimentology. Academic Press, London, 408p.
- Vassoevič, N. B. 1948: Fliš i metodika ego izučenija. Gostephezdat, Moskva, 241p.
- Weller, J. M. 1960: Stratigraphic principles and practice. Harper & Row, New York, 725p.

8. LITOFACIJALNE KARTE

U principu sedimentološka istraživanja se sastoje od veoma detaljnih i produbljenih izučavanja pojedinih slojeva, njihovih paketa i čitavih profila na tačkama osmatranja, čija gustina zavisi od vrste i namene geološkog posla. Terenska i laboratorijska proučavanja sastava stena, njihovog sklopa, zatim rekonstrukcija uslova sedimentacije u momentu formiranja pojedinih slojeva i njihovih promena tokom vremena, međutim, zbog prirode posla, pružaju konkretne podatke samo za tačke osmatranja na kojima su ona izvedena. Zbog toga sedimentološka proučavanja, u suštini, nose pečat analitičkog rada.

Sedimentološki podaci, sami po sebi, predstavljaju samo prost zbir pedantno prikupljenih detalja. Takav nivo proučenosti terena, ne zadovoljava savremenu geološku nauku. Zato se vrši povezivanje i uopštavanje podataka dobijenih sedimentološkim proučavanjem. Rezultati sedimentološkog istraživanja stena povezuju se i uopštavaju na razne načine. U tu svrhu u savremenoj geološkoj praksi naročito je popularna izrada *litofacijalnih i paleogeografskih karata*.

Litofacijalne karte su postale relativno učestalije u geološkoj literaturi tek od 1950. godine, mada su prve napravljene još početkom ovoga veka (**Grabau, 1913**). U prvim takvim kartama korišćene su šrafure za prikazivanje opštih osobina neke jedinice, odnosno različito su obeležavani delovi morskog ili kontinentalnog porekla. Kasnije je uočen značaj kontrasta u učešću klastita i neklastita u građi stuba proučavanog intervala, pa su se razvile grafičke metode prikazivanja raznih litofacijalnih karata. **Read & Wood (1947)** su izradili karte na kojima su linijama odvojena polja istim odnosima klastita i neklastita u profilima. To je **Krumbein (1948)** dopunio uvođenjem drugog koeficijenta koji pokazuje odnos između grubih i finih klastita. Uz pomoć standardnog trougaonog dijagrama on je omogućio da se oba koeficijenta i grafički prenesu na kartu.

Facijalne karte pokazuju prostorne promene jednog stratigrafskog člana. Pri tome, posebna pažnja se posvećuje promenama sadržaja faune i litoloških osobina stena pa se, na osnovu toga, razlikuju litofacijalne i biofacijalne karte. *Litofacijalne karte*, prema tome, *grafički prikazuju prostorne promene sedimentoloških osobina u jednom stratigrafskom članu*. Jedna karta, međutim, ne može da prikaže sve vrste promena koje se zapažaju u detaljima litološkog sastava neke jedinice, jer je litološki sadržaj stuba obično kompleksna mešavina raznih komponenata. Zbog toga se izrađuje za istu jedinicu niz različitih litofacijalnih karata. Na tim kartama facije mogu biti prikazane kao površine varijacija dominantnih, srednjih i specifičnih osobina stena. Dominantne osobine stena pokazuju da je jedan stub, ili jedan deo stratigrafskog člana, izgrađen pretežno od krečnjaka, a drugi od peščara ili neke

druge stene. Srednje osobine pokazuju da je stratigrafski član izgrađen u proseku, na primer, od 65% laporaca, 25% krečnjaka i od 10% peščara. Specifične osobine pokazuju odnose, u % ili proporcijama, između specifičnih vrsta nekih stena (na primer, između različitih vrsta peščara: arkoznih, kvarcnih i dr. ili među različitim krečnjacima).

Danas još uvek nema opšte prihvaćene metodike za izradu *litofacijalnih i paleogeografskih karata*. Zahvaljujući naporima američkih i ruskih geologa, neki od načina izrade takvih karata već su dobro poznati.

Na litofacijalnoj karti, isto kao i na paleogeografskoj, treba da su prikazane i oblasti u kojima danas nema sedimenata proučavanog intervala. Odsustvo tih tvorevina može biti povezano sa erozijom sedimenata, u rejonima u kojima su oni ranije bili nataloženi, ili u vezi s tim što su te oblasti bile kopno za vreme dok su taloženi sedimenti proučavanog nivoa. To može da se utvrdi na više načina. Veoma siguran metod je određivanje položaja *nulte izopahe*, odnosno utvrđivanje da li je ona paralelna sa granicama facijalnih zona ili ih seče. U drugom slučaju sedimenti proučavanog intervala su naknadno erodovani.

Tačnost litofacijalnih i paleogeografskih karata mnogo je veća pri prelasku sa karata male razmere na karte velike razmere. Ukoliko je veća razmera utoliko više detalja može biti prikazano i utoliko je karta tačnija. Smanjivanje razmere i povećavanje stratigrafskog intervala koji je proučavan, vode neizbežno u neku vrstu prikazivanja srednjih osobina litofacijalnih članova ili predela. Karta, pri tome, pokazuje samo one osobine koje prevladaju.

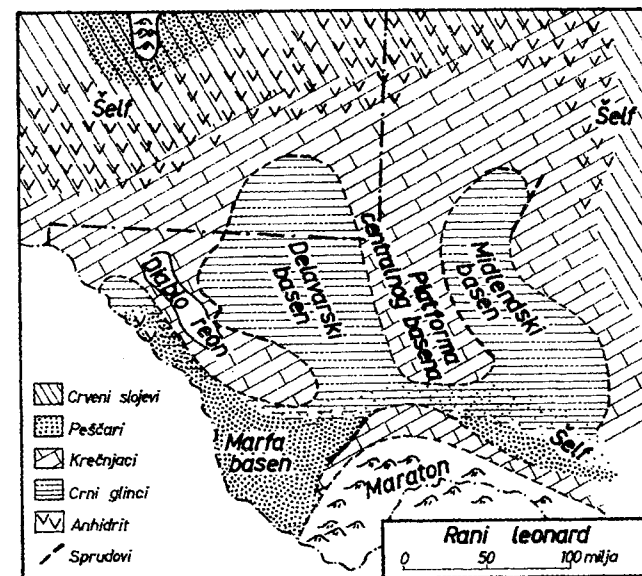
Litofacijalna karta se uvek radi za jedan dobro definisan stratigrafski odeljak. Granice jedinice koja se raščlanjava mogu da budu hronostratigrafske ili lokalne litostratigrafske. Posebnu pažnju treba obratiti na gornju granicu jedinice za koju se radi karta. Ako je ta granica savremena ili nekadašnja eroziona površina - onda mogu nastati krupne greške u izradi litofacijalne karte.

Litofacijalne i paleogeografske karte se izrađuju danas, većinom, u crno-belju tehnici. Obično su to šrafirane karte. Zbog toga poseban značaj pri njihovom sastavljanju ima izbor uslovnih znakova. Oni moraju biti tako odabrani da karta ne postane prenatrpana i da u prvi plan dođu najvažnije osobine odgovarajuće karte. U literaturi postoji više dobrih primera koji mogu biti iskorišćeni, već prema nameni i razmeri karte.

Litofacijalne karte mogu da budu *kvalitativne i kvantitativne*. *Kvalitativne litofacijalne karte* (Sl. 190.) sadrže podatke samo o onim vrstama stena koje prevladaju u jednom stratigrafskom članu. Ove karte obično se izrađuju tako što se litoške osobine celog snimljenog stuba, prema oceni autora, svedu na jednu dominantnu vrstu stene. Zatim se uz pomoć uslovnih znakova nanose podaci o tim prevladajućim stenama za svaku kontrolnu tačku, a facijalne granice se povlače između polja sa različitim litologijom.

Zbog velike subjektivnosti tih karata one se mogu smatrati samo kao preliminarnu litofacijalnu karte. Uzroci tome su u činjenici da je samo u retkim slučajevima

ceo stub neke proučavane stratigrafske jedinice izgrađen od istih stena. Većinom se u njemu smenjuju različite stene. To pričinjava velike tehničke teškoće pri izradi kvalitativne litofacijalne karte, jer na površini karte, na kojoj je snimljen stub, nije moguće ubeležiti nikakvim sredstvima sve one raznolike stene koje učestvuju u njegovoj građi.



Sl. 190 - Kvalitativna litofacijalna karta ranog Leonarda za zapadni Teksas i jugoistočni Nju Meksiko. King, 1942.

8.1. KVANTITATIVNE LITOFACIJALNE KARTE

Kvantitativne litofacijalne karte pokazuju promene nekih merljivih osobina stena u proučavanoj litostratigrafskoj jedinici. To su objektivne karte zasnovane na numeričkim podacima o stenama prikupljenim na terenu.

Osnovu za izradu kvantitativnih litofacijalnih karata čine detaljni lokalni litostratigrafski stubovi snimljeni na terenu za celu proučavanu jedinicu i to na što većem broju kontrolnih tačaka. Svaki sloj u stubu, proučavanog stratigrafskog intervala, izmeren je na terenu, a njihove debljine su unete u pogodan formular. Iz tog obrasca sabiranjem lako se utvrđuju ukupne debljine svih stena prema njihovom učešću u stubu. Tako na primer, na jednoj tački osmatranja proučavane jedinice, stub može da bude izgrađen ukupno od 2 m peščara, 7 m laporaca i 15 m krečnjaka, a na drugoj od 1.5 m peščara, 9 m laporaca i 15 m krečnjaka.

Do danas su predložene brojne metode za izradu veoma raznovrsnih litofacijalnih karata. Neke od tih metoda su jednostavne, jer se na karti prikazuju osobine

samo jedne litološke komponente u proučavanoj stratigrafskoj jedinici (*izolitske i procentne karte*), druge su složenije, jer karte odražavaju odnose između dve ili tri komponente (karte odnosa, karte trougaonih odnosa, karte entropije, karte odstupanja facija i dr.). Naročito je složena izrada četvorokomponentnih karata zasnovanih na facijalnom tetraedru. Pored ovih karata u kojima se analiziraju prostorne promene facija u nekoj stratigrafskoj jedinici, izrađuju se druge na kojima se prikazuje broj slojeva ili srednje debljine određenih vrsta stena, zatim stepen vertikalnih promena slojeva i druge. Koju će vrstu litofacijalne karte istraživač odabrati da izradi zavisi, u velikoj meri, od cilja koji se želi postići facijalnom studijom nekog terena. Ipak treba napomenuti da su, pored jednostavnih izolitskih i procentnih karata, najširu primenu do danas dobile *karte trougaonih odnosa*; ove karte prihvatili su i ruski geolozi (Mihailova, 1973).

Karte izolita su litofacijalne karte sa jednom komponentom. Na njima se *prikazuju izolinijama ukupne debljine slojeva jednog tipa stena u okviru određene stratigrafske jedinice*. Tako na primer pravi se karta zbirne debljine slojeva peščara u jedinici u kojoj se oni smenjuju sa glinama ili drugim stenama.

Procentne litofacijalne karte prikazuju prostorne varijacije u debljini jedne komponente (na pr. peščara) prema zbiru svih ostalih komponentata u proučavanoj jedinici. Ove karte se izrađuju na taj način što se za svaku kontrolnu tačku ukupna debljina određene komponente deli celokupnom debljinom stuba. Zatim se izolinijama okonture iste vrednosti dobivenih proporcija. Na ovaj način se mogu praviti različite litofacijalne karte.

8.1.1. Multikomponentne litofacijalne karte

Kada litofacijalna karta treba da prikaže više od jedne komponente onda je moguća primena nekoliko postupaka. Tako na jednoj karti facijalne promene mogu da budu izražene u vidu dva sistema superponovanih linija, zatim različitim šrafurama ili bojama. No, takve karte sa superponovanim podacima obično su nejasne i nečitke. Zbog toga su veoma korisne metode koje omogućavaju da se facijalne promene u stratigrafskoj jedinici izgrađenoj od više komponentata, prikažu jednim sistemom konturnih linija. Među takve karte spadaju, pre svega, *karte dvokomponentnih odnosa, trougaone facijalne karte i karte entropije*.

8.1.2. Karte dvokomponentnih odnosa

Karte dvokomponentnih odnosa prikazuju odnose između dve različite stene koje grade stub proučavanog stratigrafskog člana. Za izradu dvokomponentnih karata potrebno je da se saberu u svakom kompletno snimljenom stubu debljine svih slojeva jedne komponente (A) i debljine svih slojeva druge komponente (B). Zatim se izračunava odnos između tih komponentata (A/B ili B/A) što omogućava da se složeni odnosi između stena na terenu pretvore u numeričke vrednosti. Pri tome vrednost odnosa A/B komponenti može da se menja od 0 do beskonačnog. *Odnos 1.0 pokazuje da je ukupna debljina komponente A jednaka debljini komponente B*.

Kada se niz izračunatih vrednosti odnosa nalazi između aproksimativnih granica od 3 i 1/3 tada numerička polja sa vrednostima odnosa na kontrolnim tačkama mogu da se okonture direktno sa aritmetičkim intervalima (na pr. 0.5; 1; 1.5; 2; 2.5; 3). Ako su vrednosti veće od 3 i manje od 1/3 onda je pogodnije okonturivanje polja sa geometrijskim intervalima.

Karte odnosa se nazivaju prema imenima komponentata koje su suprotstavljene u izračunavanjima ili prema komponenti koja se nalazi u brojiocu odnosa. Tako, ako je A - peščar, a B - glinac, odnos A/B se naziva peščar - glinac.

Zbog uskih veza između facijalnih osobina stena i njihove debljine dobro je da se kao podloga ove karte koristi *karta izopaha* izrađena za analiziranu stratigrafsku jedinicu. Ta karta sadrži polja okonturena linijama kojima su izdvojeni delovi proučavanog stratigrafskog člana s istom debljinom.

8.1.3. Karte trougaonih odnosa

Karte trougaonih odnosa izrađuju se onda kada su u facijalne studije uvedene tri litološke komponente, bilo zbog toga što se u stubovima proučavanog stratigrafskog člana zaista nalaze tri komponente, bilo zato što je veći broj komponentata sveden na tri, ili usled toga što su od N komponentata izdvojene samo tri da budu proučene. U nekim sistemima sa četiri komponente veoma je korisno da se kombinuju krajnji članovi tako da se sistem redukuje na tri. Selekcija komponentata ne vrši se proizvoljno, već predstavlja deo plana izrade facijalne karte i zavisi od toga šta je od interesa za svaku pojedinu litofacijalnu studiju.

Ukupne debljine svih slojeva istog sastava u stubu služe za izračunavanje koeficijenta (ili procenta) njihovih međusobnih relativnih odnosa. Karte trougaonih odnosa rade se na osnovu dva koeficijenta. To su *koeficijent klastičnosti i pesak - glina koeficijent*.

Koeficijent klastičnosti čini jednu od najbitnijih karakteristika stuba neke stratigrafske jedinice. On se zasniva na izračunavanju međusobnog odnosa ukupne debljine klastita i neklastita u stubu uz pomoć obrasca:

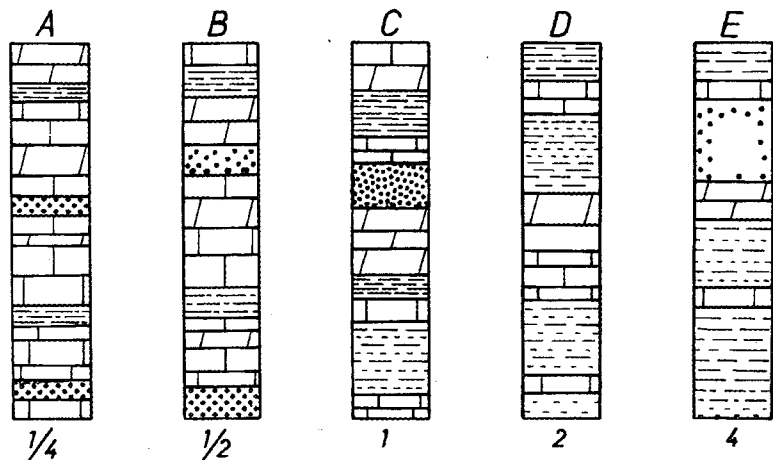
$$\text{Odnos klastita} = \frac{\text{debljina klastita}}{\text{debljina neklastita}}$$

Naziv *klastiti* u ovom slučaju obuhvata sve stene od konglomerata preko peščara do alevrolita i glinaca zajedno shvaćenih kao klastogene tvorevine. Pod *neklastitima* se podrazumevaju organogene stene (krečnjaci i dolomiti) i hemogeni talozi (krečnjaci, dolomiti, evaporiti itd.). Za terene u kojima prevladavaju karbonatne stene ili evaporiti (što znači neklastiti) izračunava se neklastični ili evaporitski odnos, pri čemu se ukupna debljina neklastita deli debljinom klastita.

Odnos pesak-glina koristi se zbog toga što koeficijent klastičnosti ne može da prikaže varijacije osobina stratigrafskih jedinica izgrađenih isključivo od klastita. To se, međutim, postiže primenom ovoga odnosa koji se izračunava po formuli:

$$\text{Odnos pesak-glina} = \frac{\text{konglomerat} + \text{peščar}}{\text{alevrolit} + \text{glinac}}$$

Odnos klastita sa svim neklastičnim tipovima stena u profilu omogućava izradu karte koja pokazuje relativnu ulogu klastita u proučavanom intervalu. Vrednosti ovoga koeficijenta mogu da se menjaju od beskonačnog (kada je stub izgrađen sav od klastita) do nule u stubu u kome nema klastita (Sl. 191.). Na sličan način se ponaša i pesak-glina, odnos koji omogućava pravljenje karte sa prikazivanjem relativnog međusobnog odnosa grubih i finih klastita u stubu. Kada nema glina ovaj koeficijent je beskonačan, a ravan je nuli kada nema peščara.



Sl. 191 - Litostratigrafski stubovi koji pokazuju različite odnose između klastita i neklastita. Krumbein & Sloss, 1951.

Pri izradi karte odnosa klastičnosti i pesak-glina koeficijenta, njihove veličine se nanose na osnovu za svaku tačku za koju su izračunati odnosi za ceo stub tvorevina. Zatim se povlače izolije kojima se povezuju iste vrednosti koeficijenta. Vrednosti izolija izračunavaju se statistički kao u svim slučajevima kada se određuju granice klasa (signifikantnost, hi-kvadrat ili f-test).

Vrednost dva pomenuta odnosa može biti prikazana na posebnim kartama pa, u tom slučaju, imamo dve dvokomponentne konturane karte odnosa: *kartu s izolijama koeficijenta klastičnosti* i *kartu pesak-glina odnosa*. Takve karte odvojeno prikazuju samo neke litofacijalne osobine za jedan stratigrafski član. Osim toga, u slučajevima kada je ceo teren izgrađen samo od klastita ili samo od neklastita, zatim od

grubih ili finih klastita, takve karte nije moguće napraviti. Zbog toga se vrednosti za oba koeficijenta nanose na jednu kartu. Na takvoj karti s oba odnosa izdvajaju se različitim linijama izo površine. Prvu takvu kartu napravio je Krumbein, (1951) za gornji karbon srednjih delova SAD (Sl. 192.). Ovakav način prikazivanja litoloških osobina proučavanog intervala je kompleksiniji i bolji nego kada se one prikažu na odvojenim kartama. Zbog naglašenog dualističkog karaktera te karte nisu dovoljno čitke.



Sl. 192 - Litofacijalne karte gornjeg karbona za deo SAD. Na gornjoj karti konturama su prikazane vrednosti koeficijenta klastičnosti i pesak-glina odnosa. Donja karta izrađena je na osnovu gornje i uz pomoć litofacijalnog trougaonog dijagrama; na njoj se nalaze i izopahe. Krumbein & Sloss, 1951.

U ovoj fazi izrade litofacijalne karte uzima se u pomoć litofacijalni trougaoni dijagram (Sl. 193.). Vrh jednakostraničnog trougla predstavlja 100% neklastita, osnovica 100% klastita, a linije između njih određuju intermedijarne odnose klastita i neklastita od 1.0 preko 1/2 i 1/4 do 0, i preko 2, 4, do 8 i beskonačnosti. Srednja linija, koja deli trougao na dva nejednaka dela (donji i gornji) odgovara jedinici odnosa klastičnosti, a srednja linija koja ga deli na dva simetrična dela određuje jedinicu pesak-glina koeficijenta. Leva strana trougaonog dijagrama predstavlja područje sa povećanjem grubih klastita preko 2 i 8 do 100% (konglomerati i peščari), čemu odgovara levi ugao trougla. Na desnoj strani odnos pesak-glina opada prema nuli, odnosno do desnog ugla koji karakteriše 100% učešća glina. - Za terene izgrađene pretežno od karbonatnih stena vrh jednakostraničnog facijalnog trougla treba da predstavlja 100% svih klastita, a njegova osnovica 100% neklastita (krečnjaka i dolomita ili drugih neklastita). Kada se među krajnjim članovima takvog facijalnog trougla nalaze krečnjaci i evaporiti suprotstavljeni svim klastitima tada se njihov odnos naziva evaporitskim.

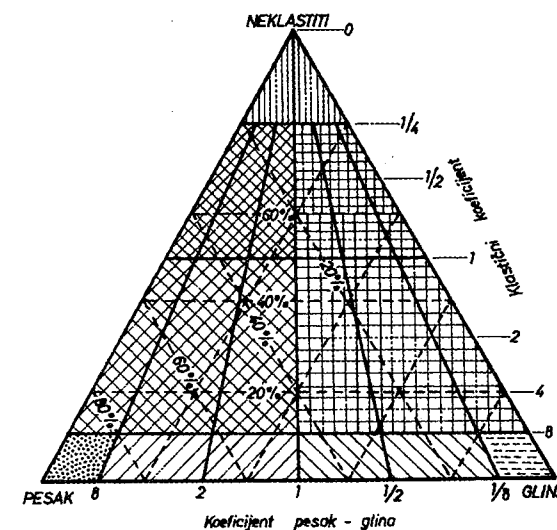
Sedimentološke osobine stratigrafske jedinice na svakoj preračunatoj tački osmatranja sa terena mogu, na taj način da budu prikazane kao presečne tačke na facijalnom trouglu koje su određene numeričkim veličinama oba koeficijenta. **Stubovi bogati neklastitima padaju blizu levog ugla, a bogati glinama blizu desnog ugla u odnosu na posmatrača.**

Litofacijalni trougaoni dijagram horizontalnim i radijalnim linijama izdelačen je na polja različite veličine. Iz praktičnih razloga, trougao je uprošćen tako što je podeljen na devet polja koja su, svako za sebe, posebno obeležena drugačijom šrafurom ili bojom. Od tih devet polja tri krajnja, koja se nalaze na uglovima, pripadaju neklastitima i klastitima. Ostalih šest polja predstavljaju prelazne stenske tipove. Osobine stena kojima odgovaraju polja u uprošćenom trouglu prikazane su na tabeli 28.

Korišćenjem standardnog litofacijalnog trougaonog dijagrama omogućeno je prikazivanje litologije proučavane stratigrafske jedinice za svaku tačku ili površinu terena bez obzira na složenost geoloških stubova. Numeričke vrednosti oba odnosa, očitane na trougaonom dijagramu određuju tačku u kojoj se presecaju linije tih veličina. Svaka takva tačka pada u jedno od devet polja trougaonog dijagrama. Šrafura sa tog dela trougla prenosi se na odgovarajuća polja na karti. Granice polja su određene izolinijama a standardni trougao predstavlja legendu za kartu. Na taj način se izrađuje definitivna verzija litofacijalne karte trougaonih odnosa koja odražava dominantne ili srednje osobine stena proučavanog intervala.

Krumbein-ova karta za gornji karbon srednjih delova SAD veoma jasno pokazuje da su profili pretežno izgrađeni od glinaca i peščara na istoku; oni sadrže progresivno sve više krečnjaka prema zapadu, pri čemu količina krečnjaka kulminira u stubovima izgrađenim od 50% karbonata u zapadnom Kansasu. U istočnom Koloradu odnosi stena u stubu opet se menjaju i ponovo preovlađuju klastične komponente.

Pored *nespecifičnih litofacijalnih karata odnosa, koje izražavaju srednje i dominantne litološke osobine proučavanog intervala*, mogu da se izrađuju i karte koje su zasnovane na prikazivanju pojedinih specifičnih osobina. One se prave kada se vrše veoma fine litofacijalne analize.



Sl. 193 - Litofacijalni trougaoni dijagram sa koeficijentom klastičnosti i pesak-glina koeficijentom. Relativni odnosi debljina klastita i neklastita prikazani su mrežom od punih linija, a procentni odnosi mrežom od isprekidanih linija.

Krumbein & Sloss, 1963.

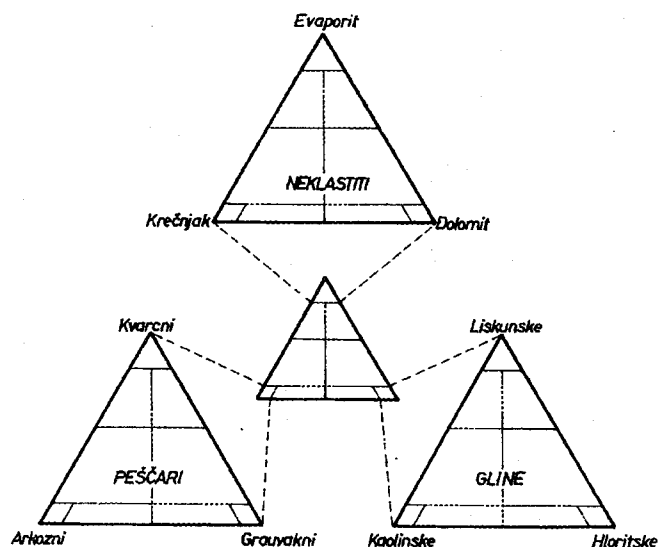
Tab. 28

Granice i karakteristike litoloških grupa na standardnom facijalnom trouglu			
Grupa	Granica koeficijenata klastičnosti	Granica koeficijenata pesak-glina	Opšte osobine
peščar	> 8	> 8	više od 79% peščara
peščar-glinac	> 8	8-1	peščara više od glinca; manje od 11% krečnjaka
glinac-peščar	> 8	1-1/8	glinca više od peščara
glinac	> 8	< 1/8	više od 79% glinca
peščar-krečnjak	1-8	> 1	više peščara od glinca; 11 do 50% krečnjaka
glinac-krečnjak	1-8	< 1	više glinca od peščara; 11 do 50% krečnjaka
krečnjački peščar	1/4-1	> 1	50 do 80% krečnjaka; peščara više nego glinca
krečnjački glinac	1/4-1	< 1	50 do 80% krečnjaka; glinca više nego peščara
krečnjak	< 1/4		više od 80% krečnjaka

Krumbein & Sloss, 1963.

Specifične litofacijalne karte su zasnovane na proučavanju i prikazivanju posebnih osobina peščara, glinaca i neklastita u nekoj stratigrafskoj jedinici. One mogu biti izgrađene na osnovu naročitih osobina nekih sedimenata ili na osnovu posebne kom-

binacije stena udruženih u profilu. Karta grubih klastita, napravljena na taj način, na primer, pokazuje područja izgrađena od konglomerata, kvarcnih pešćara, arkozni pešćara, glinoviti pešćara ili drugih komponenata koje su uzete u obzir. Izrada specifičnih litofacijalnih karata obavlja se na osnovu *pomoćnih trougaonih dijagrama* (Sl. 194.) izrađenih za svaki ekstremni član facijalnog trougla; odnosno za neklastite, pešćare i glince. Za ovaj posao moraju biti ispravno izabrane specifične osobine stena da bi na karti bili prikazani važni i karakteristični detalji u njihovim promenama.



Sl. 194 - Pomoćni trokomponentni trougaoni dijagrami za izradu litofacijalnih karata u neklastitima, pešćarima i glinama. Krumbein & Sloss, iz Weller-a, 1960.

Za jugoslovenske terene od posebnog značaja je utvrđivanje kriterijuma za izradu specifičnih litofacijalnih karata u karbonatnim terenima Dinarida i istočne Srbije. Pomoćni litofacijalni dijagram, pri tome, kao krajnje članove može da sadrži krečnjake, dolomite i evaporite ili kalkrudite, kalkarenite i kalklutite. Te i mnoge druge vrste karata, koje mogu biti napravljene, pokazuju takođe promenljivosti specifičnih osobina sedimentnih stena na proučavanim površinama. Takve mogu biti karte rasprostranjenja teških minerala u pešćarima, karte srednjih veličina i oblika zrna, karte fizičkih osobina (poroznost, permeabilitet, i td.) i hemijskih osobina stenskih masa.

8.1.4. Karta entropije

Termin "entropija" odnosi se na stepen mešanja članova u jednom trokomponentnom sistemu. U trokomponentnim litofacijalnim kartama to znači da entropija pokazuje stepen mešanja tri odabrane grupe stena u jednoj stratigrafskoj jedinici. Pri tome visoke vrednosti entropije pokazuju da je mešanje članova ravnomerno, a

niske vrednosti entropije su karakteristične za preovlađivanje jednog člana. Za razliku od litofacijalne karte trougaonih odnosa, ova karta ne prikazuje relativno učešće nekog člana u stubu nego stepen mešanja članova.

Karta entropije spada, takođe, u trokomponentne karte pa se i u izradi koristi trougaoni dijagram. Površina ovog 100% facijalnog dijagrama je podeljena nizom krivih linija koje obeležavaju relativne vrednosti entropije od 100 (u sredini trougla) do nule na vrhovima uglova, koji reprezentuju krajnje članove stuba (na pr. pešćare, glince i neklastite).

Način izračunavanja vrednosti entropije za kompletan stub jedne stratigrafske jedinice prikazan je na Tab. 29. na kojoj su snimljene stene jednog stuba označene u prvoj koloni. Učešće pojedinih vrsta stena navedeno je u procentima u drugoj koloni.

Tab. 29

Izračunavanje entropije za trokomponentni dijagram				
Komponenta	%	P ₁	Log _e P ₁	P ₁ x Log _e P ₁
		Proporcija		
pešćar	13.00	0.13	-2.0402	-0.2652
glinac	7.00	0.07	-2.6593	-0.1861
krečnjak	80.00	0.80	-0.2231	-0.1785
ukupno	100.00	1.00		-0.6298

Krumbein & Sloss, 1963.

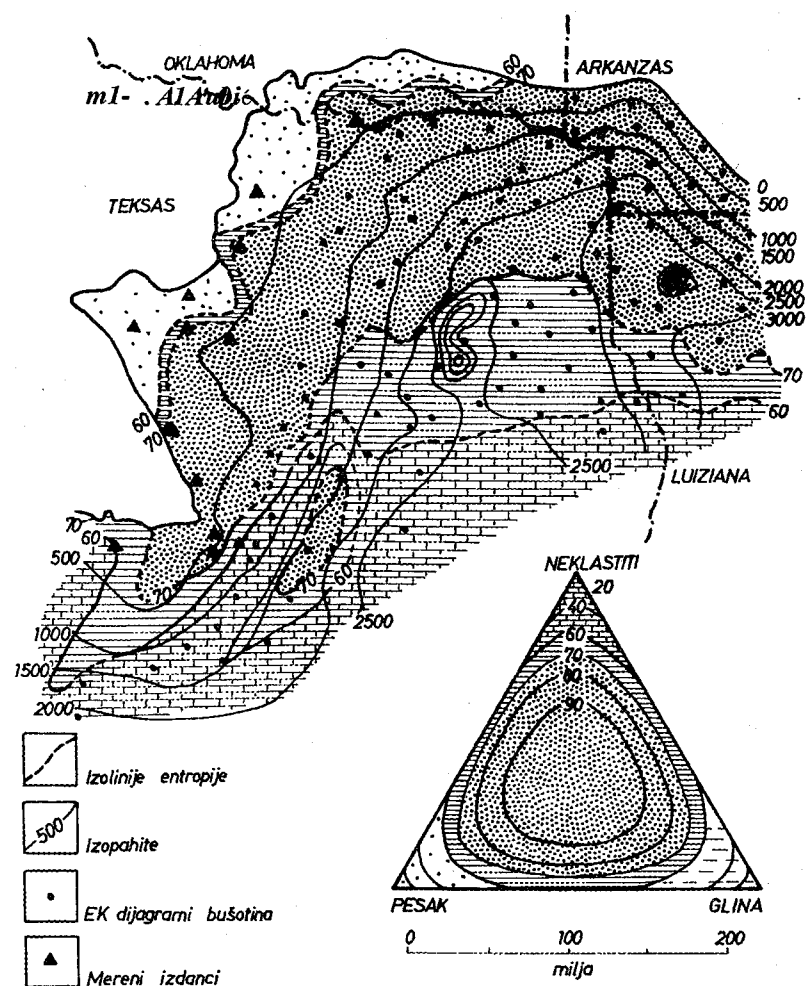
Međusobni proporcionalni odnosi (p₁) tih stena dobijaju se na taj način što se njihovo procentualno učešće u stubu deli sa brojem 100. Vrednost učešća u mešanju za pojedine komponente je produkt njihove proporcije u stubu (p₁) pomnožene sa prirodnim logaritmom iz njihove proporcije (log_ep₁). U tabeli, na primer, pešćar učestvuje sa 13% i njegova proporcija je 0.13, a prirodni logaritam te vrednosti (nalazi se u standardnim tablicama) iznosi -2.0402. Suma sva tri produkta (p₁ · log_ep₁) iznosi -0.6298 i predstavlja brojku s kojom se izračunava vrednost entropije za snimljeni stub.

Maksimum entropije H_m, koju može da ima trokomponentni sistem, je 1.0986. Da bi se dobile vrednosti entropije H_r, koje se mogu koristiti za izradu karte p₁. Log_ep₁ se deli sa H_m, a dobijena cifra se množi konstantom - 100. Na taj način se dobija jedan pozitivan broj između nule i stotine. Taj broj je vrednost entropije za snimljeni stub.

Oslanjajući se na primer stratigrafskog stuba, prikazanog na tabeli, taj račun se izvodi na sledeći način:

$$H_r = \frac{P_1 \cdot \log_e P_1 \cdot (-100)}{H_m} = \frac{(-0.6298) \cdot (-100)}{1.0986} = 57.32$$

Tako, ako vrednost 100 predstavlja kompletno mešanje stena, u tabeli 29., je prikazan stub koji ima relativnu vrednost mešanja od oko 57.



Sl. 195 - Karta entropije za kredni sistem Trinitite grupe, SAD. Forgotson, 1960.

Izračunata vrednost entropije se prenosi preko trougaonog dijagrama na kartu, slično onome kod izrade karte trougaonih odnosa. I na karti entropije standardni facijalni trougao sa svojim šrafurama ili bojama služi kao legenda karte.

Ovakav postupak pri izradi karte entropije ima i neke svoje loše strane. To se odnosi, pre svega, na činjenicu da krajnji litološki članovi u trouglu, čije učešće je tako veliko da je entropija manja od 60, moraju pored brojke da budu prikazani i opisno, jer se, pri entropiji od 40, nikada ne zna o kom delu trougla je reč. Zbog toga je Forgotson (1960) izradio takve karte (Sl. 195.) kojima je, kao osnova, poslužio lito-facijalni trougaoni dijagram sa kombinovanim elementima iz facijalnog trougla odnosa i trougla entropije. Takve karte se nazivaju *lito-facijalne karte entropije - odnosa*.

8.2. LITERATURA

- Forgotson, J. M. 1960: Review and classification quantitative mapping techniques. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 44, 83-100.
- Grabau, A. W. 1913: Principles of Stratigraphy. Seiler. New York, 1185p.
- Kay, M. 1954: Isolith, isopach and palinspastic maps. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 38, 916-917.
- King, P. B. 1942: Permian of west Texas and southeastern New Mexico. Ibid. 26, 535-763.
- Krumbein, W. C. 1948: Lithofacies maps and regional sedimentary-stratigraphic analysis. Ibid., 32, 1909-1923.
- Krumbein, W. C. & Sloss, L. 1951: Stratigraphy and Sedimentation. First ed. Freeman & Co., San Francisco, 497p.
- Krumbein, W. C. & Sloss, L. 1963: Stratigraphy and Sedimentation. Second ed. Freeman & Co., San Francisco, 660p.
- Mihailova, N. A. 1973: Metodika sastavljenija krupnomasštabnyh litologo-facijalnih i paleogeografičeskih kart. Izdat. Nauka. Moskva.
- Pelto, C. R. 1954: Mapping of multicomponent system. Jour. Geol., 62, 501-511.
- Read, C. B. & Wood, G. H. 1947: Distribution and correlation of Pennsylvanian rocks in Late Paleozoic sedimentary basins of northern New Mexico. Ibid, 55, 220-235.
- Sloss, L. L., Dapples, E. C. & Krumbein, W. C. 1960: Lithofacies maps-an atlas of the United States and southern Canada. John Wiley. New York.
- Weller, J. M. 1960: Stratigraphic principles and practice. Harper & Row. New York, 725p.

9. DEPOZICIONI SISTEMI, NJIHOVE SREDINE I FACIJE

Jedan od najvažnijih zadataka Sedimentologije sastoji se u otkrivanju sredine, odnosno procesa i uslova pod kojima je nastala neka sedimentna stena ili stenska jedinica. To je složen analitički i interpretativan postupak koji se u suštini zasniva na rezultatima proučavanja materijalnog sastava stena i na poznavanju savremenih depozicionih sredina i njihovih tvorevina.

Pod sedimentnom sredinom podrazumeva se deo površine naše Zemlje koji se po fizičkim, hemijskim i biološkim osobinama razlikuje od susednih prostora. Tu se imaju u vidu razlike u geološkoj građi, reljefu, klimi, fauni i flori, a ako je sredina vodena onda još postoje i razlike u dubini, temperaturi, hemijskom sastavu i sistemu strujanja. Glavni elementi svake sedimentne sredine su: geometrija, energija, materijal i organski svet. Sedimentne sredine mogu biti erozione, ravnotežne i depozicione. Sedimenti nastaju samo u ovima poslednjim i predstavljaju sedimentne facije.

Termin "facija" u geološku literaturu uveo je švajcarski geolog Gressly (1836, 1838) imajući u vidu bočne promene slojeva koje je proučavao na terenu. U definiciji, on je opisao faciju kao osobinu stene, a u nizu navedenih primera faciju naziva prema sredini u kojoj je nastala. Taj dualizam je izazvao duge polemike i nesporazume među geolozima i prouzrokovao formiranje čitavih škola koje zastupaju konsekventno i isključivo jedno ili drugo gledište. Čini se, međutim, da treba raditi baš kako je to instiktivno postupio Gressly. Facije treba izdvajati empirijski na osnovu promena u litološkim i paleontološkim osobinama slojeva, a onda, pošto se to utvrdi, treba ih nazivati po depozicionoj sredini u kojoj su nastale.

Proučavanje savremenih depozicionih sredina i njihovih sedimenata (facija) je neposredno ali to nije slučaj sa nekadašnjim sredinama. Depozicione sredine prošlih geoloških vremena proučavaju se i otkrivaju kroz postupak facijalne analize. Pošto depoziciona sredina omogućava da nastane facija onda se proučavanjem facija i facijalnih promena, u obrnutom redosledu, odgonetaju uslovi pod kojima su one nastale i rekonstruišu sredine. Istraživač se mora pomiriti da te rekonstrukcije iz više razloga nikada nisu savršeno tačne ali i savremeni sedimenti, koji su nastali u dve delte ili u dva jezera, nisu potpuno identični. To, međutim, ne znači da se zbog toga ne treba upuštati u rekonstrukcije. Naprotiv, to treba raditi s maksimalnom ozbiljnošću, jer se tako i postupci i rezultati poboljšavaju.

Depozicioni sistem je celovit, izdvojen i samostalan prirodni skup depozicionih sredina od kojih svaka ima svoju sedimentnu faciju i svoju kombinaciju procesa i

uslova pod kojima ona nastaje. Facije su, prema tome, osnovni gradivni blokovi od kojih se sastoje nekadašnji depozicioni sistemi. Depozicione sredine, pri tome, ne mogu da postoje izolovano već su unutrašnjim vezama međuzavisno integrisane u sisteme.

Depozicioni sistemi i njihove sredine određeni su okvirima koje čini niz veoma značajnih faktora. To su: tektonika, reljef, klima, organski svet i geološko vreme.

Depozicioni sistemi i njihove sredine na Zemlji su veoma raznovrsni pa zbog toga i njihova klasifikacija nije jednostavna. Sem toga, oni mogu biti sistematizovani na više načina što zavisi od faktora koji se pri klasifikaciji ističu u prvi plan. Otuda su poznate klasifikacije depozicionih sistema po geotektonskim osobinama, zatim po karakteristikama reljefa, po fizičkim i hemijskim uslovima, po osnovnim geološkim agensima i td. Ni jedna od njih, međutim, nije dovoljno univerzalna.

Danas većina autora primenjuje podelu depozicionih sistema prema njihovom odnosu na površinu svetskog mora pa se izdvajaju kontinentalni, morski i prelazni ili mešoviti sistemi. Kontinentalnim depozicionim sistemima pripadaju isključivo delovi kopna koji nikada ne bivaju zahvaćeni morskim plimatskim i drugim talasima. Morske sredine se nalaze ispod najnižeg nivoa oseke. Između njih su smešteni mešoviti depozicioni sistemi.

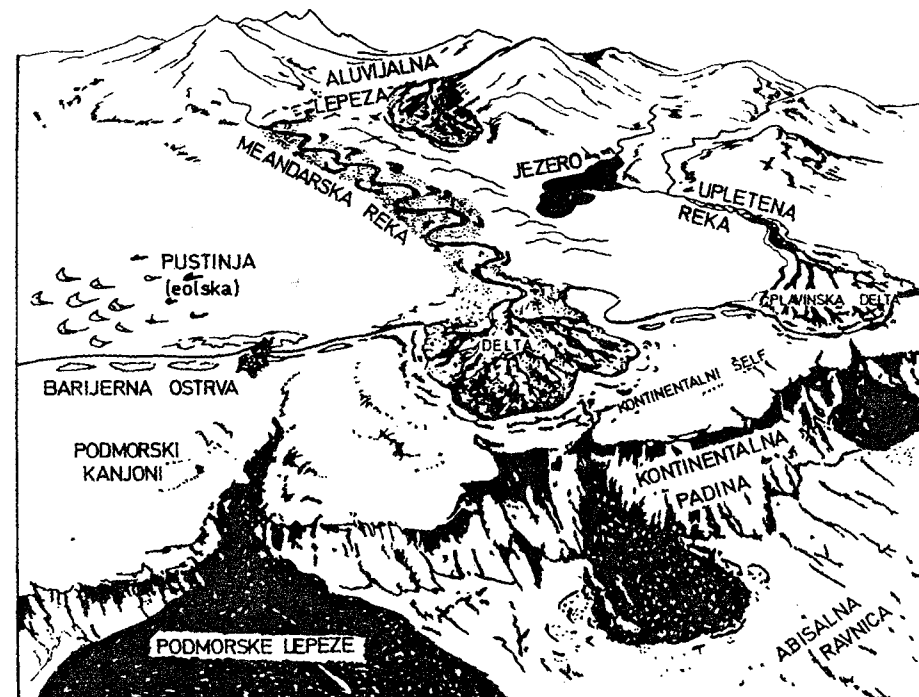
9.1. KONTINENTALNI DEPOZICIONI SISTEMI

Sedimentacija na kopnu je neobično raznovrsna. Ona je primarno određena različitim agensima i klimom, a sekundarno na nju utiče vegetacija. Usled toga ona se odvija kao rezultat mnogih specifičnih procesa.

Od važnijih depozicionih sistema na kopnu neophodno je da se upoznaju: rečni, jezerski, močvarni, pustinjski i lednički. Sedimentne facije koje se nalaze u tim sistemima nisu uvek "čiste". Čak, može se slobodno konstatovati, veoma često one imaju mešovite genetske karakteristike (rečno-jezerske, glacio-fluvijalne, jezersko-močvarne) ili se u okvirima dominantnog razvoja jednog sistema mogu pojaviti facijalne tvorevine iz drugih sistema (na pr. u meandarskom rečnom sistemu može da nastane manje jezero, močvara ili eolski nanosi i dr.). Takav spregnut način pojavljivanja i razvoja različitih kontinentalnih depozicionih sistema ne dozvoljava u praksi da se oni prikazuju u "čistom vidu" nego često sledeći njihovu povezanost u prirodi.

9.1.1. Rečni depozicioni sistem

Fluvijalni depozicioni sistem čine svi stalni i povremeni kopneni tokovi: potoci, rečice i reke. Oni obavljaju ogroman geološki rad na Zemlji, naročito u vidu erozije stena na kopnu i transporta erodovanog materijala. Vodotoci prenose postepeno, etapno i jednosmerno materijal prema jezerima, morima i okeanima. Usput, međutim, odlaze se jedan deo transportovanog materijala u vidu rečnih sedimenata, koji mogu nekad da dostignu debljinu do više stotina metara, mada su većinom znatno tanji.



Sl. 196 - Shematski prikaz sedimentnih sredina na kontinentalnoj pasivnoj margini.

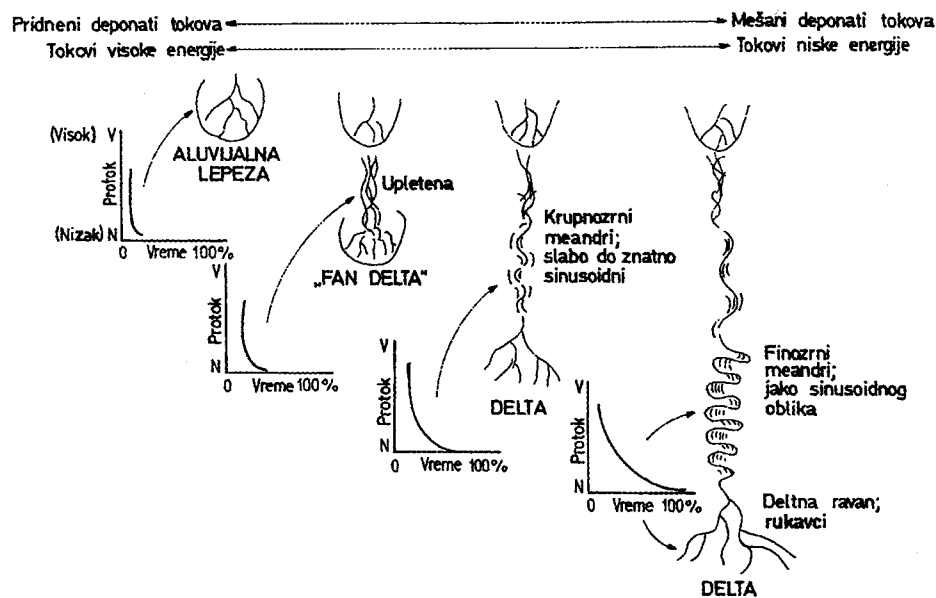
Bjarlykke, 1984.

Bitne osobine fluvijalnog sistema određuju klima, geologija regiona i morfologija. Oni združeno utiču na dimenzije vodotoka, nagib i uzdužni profil njegovog korita, brzinu toka, priliv i gubljenje vode, kolebanje nivoa i sedimentaciju. Razlike u tim važnim karakteristikama vodotoka omogućavaju da se u fluvijalnom sistemu izdvoje tri podsistema: **humidne plavine, upletene reke i meandarske reke** (Sl. 197.).

Geološki rad reka se izražava u eroziji, transportu produkata raspadanja stena i njihovoj akumulaciji. Vodotoci razaraju stene mehanički i putem hemijskog rastvaranja. Mehaničko razaranje stena u koritu se obavlja pomoću tvrdog materijala koga nosi tok. Prenos materijala u fluvijalnom sistemu odvija se u rastvorenom stanju, u suspenziji, zatim vučenjem i kotrljanjem pri dnu korita i u obliku materijala obuhvaćenog ledom.

Prenos, obrada i taloženje materijala u vodotocima su u strogoj zavisnosti od brzine toka, a njegova količina (gustina) je povezana sa nagibom korita, vodenom masom i brzinom toka. Svi ti faktori deluju veoma neravnomerno, jer se menjaju, često na kratkim rastojanjima uzdužnog profila. U tome, ipak, mogu da se zapaze neke pravilnosti. Po Lamakin-u (1948) razlikuju se tri dinamičke faze fluvijalne akumulacije: *instrativna* (erozivna), *pestrativna* (erozivno-akumulaciona) i *konstrativna*

(faza akumulacije). Za svaku od dinamičkih faza karakteristična je određena sortiranoost po krupnoći i određen sastav aluvijalnog materijala. Tri dinamičke faze bitno utiču na formiranje fluvijalnih sedimenata u dva pravca: uzduž doline i rečnog korita i poprečno na njih.



Sl. 197 - Različiti tipovi rečnih podsistema i njihovi protoci. Brown et al., 1973, iz Davisa, 1983.

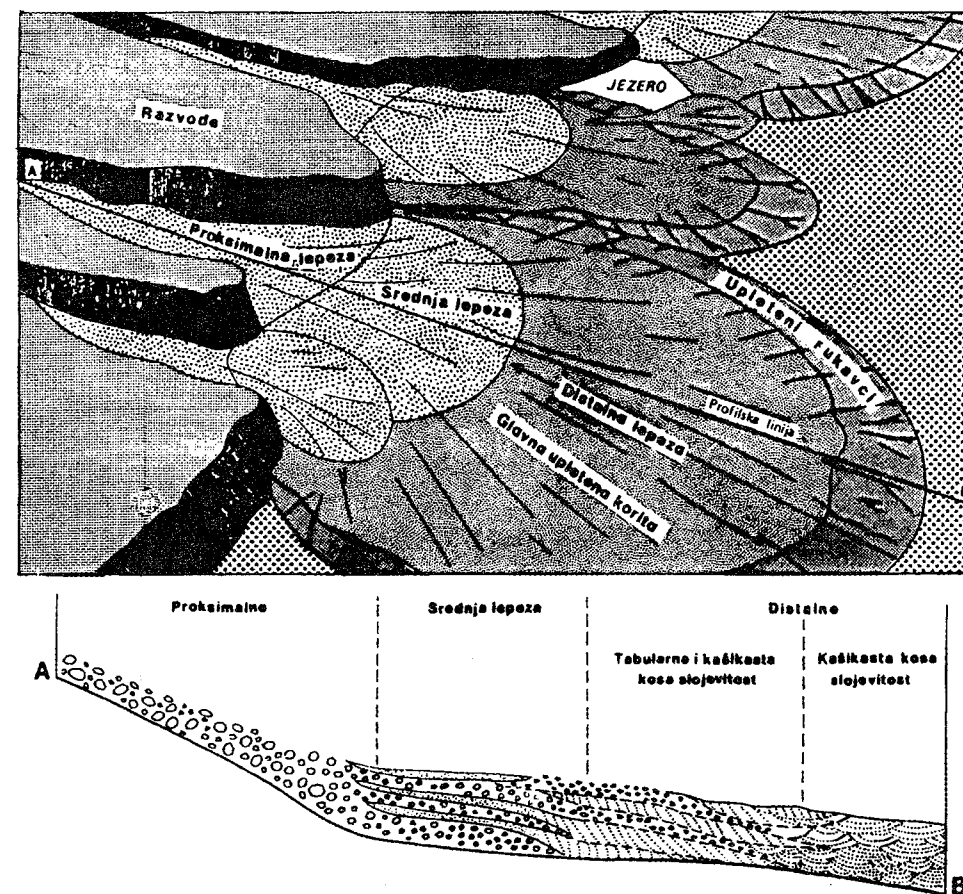
Poslednjih decenija se uzima da jedan fluvijalni depozicioni sistem na uzdužnom profilu može da se sastoji od nekoliko nizvodnih elemenata nižeg ranga, kao što su humidne plavine, upletene reke i meandarske reke. Svaki od ovih podsistema ima dosta prepoznatljivih specifičnih osobina. Treba napomenuti, međutim, da svi ovi podsistemi nisu obavezni u svakom vodotoku. Često u njima nedostaje humidna plavina, koja je postepenim prelazima povezana sa upletenom rekom kada je razvijena ali može da nedostaje i meandarski podsistem.

9.1.1.1. Humidna plavina

Plavinama se nazivaju proluvijalne lepeze koje se akumuliraju na izlazima uskih dolina smeštenih između visokog planinskog reljefa u zaleđu i njihovog znatno nižeg podnožja. Na tim mestima, usled naglog pada prenosne snage vodotoka, odvija se brza i obilna sedimentacija materijala u vidu pljosnatih lepeza ili konusa. Naročito velike plavine nastaju na spuštenim krilima velikih i aktivnih raseda i u predgorju visokih planina (piedmont).

Plavine humidnih regiona malo se razlikuju od plavinskih lepeza aridnih područja, koje pripadaju pustinjnom depozicionom sistemu. Glavna razlika između njih je u nagibu (kosini) površine lepeze. Humidne lepeze imaju blago nagnutu površinu koja nije strmija od 50 m/km a aridne, naročito u svom gornjem delu, mogu biti dvostruko strmije. Osim toga, u humidnim plavinama postoji veća usklađenost između morfologije lepeze, strukture sedimenata i njihovih teksturnih osobina nego u aridnim.

Po dimenzijama humidne plavine mogu jako da se razlikuju. Ima ih dekametarskih površina na ušćima malih tokova u veće doline, ali i takvih koje zahvataju hiljade kvadratnih kilometara. Debljine proluvijalnih konusa, takođe, imaju različite vrednosti. Najdeblji imaju i nekoliko kilometara (Sl. 198.).



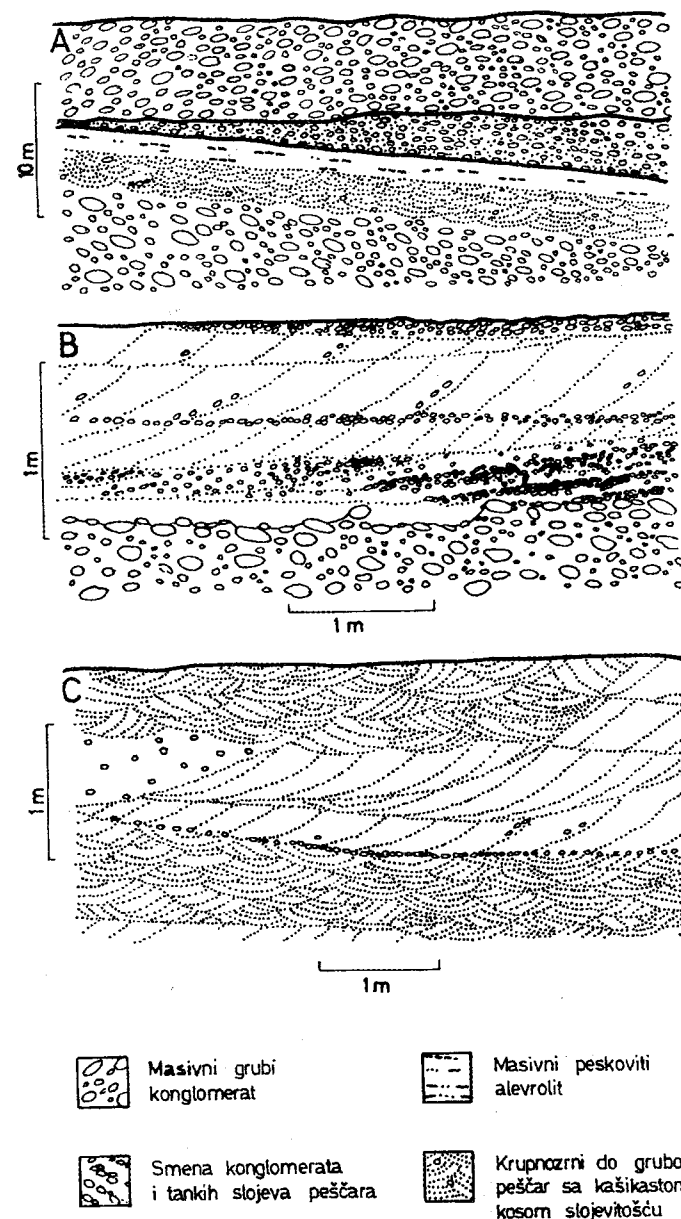
Sl. 198 - Raspored facija i sredina u humidnoj lepezi peščara Van Horn iz prekambrije Tek-sasa. Sve je u postepenim prelazima a dužina lepeze je poretka 30-40 km. McGowen i Groat, 1971, iz Reading-a, 1978.

Pored određenih morfoloških uslova i obilnog materijala od raspadnutih stena u području spiranja, za nastanak humidnih plavina veoma je značajno znatno sezonsko kolebanje količine vode u vodotocima, mada su oni pretežno stalni. Te promene u količini vode, povezane s topljenjem snega ili sezonski jakim kišama, imaju kao posledicu formiranje različitih tipova proluvijalnih sedimenata karakterističnih za nekoliko sedimentacionih sredina. Većinom se smatra da u humidnoj plavini postoje tri facije: grubozrni šljunak, sitnozrni šljunak i pesak, koje izgrađuju tri glavna segmenta lepeze: gornji (proksimalni), srednji i donji (distalni) (Sl. 199.). Pri tome se uzima da se u tim segmentima nalaze kanali i prudovi koji gore imaju rombičan, u sredini longitudinalan a dole jezičast izgled.

Po Bull-u (1972), međutim, lepeze se sastoje od četiri razne vrste deponata. To su: tokovi drobine, deponati pokrovnih tokova, deponati kanala i deponati klastičnog čela, koji se međusobno preslojavaju i presecaju na veoma složen način. Tokovi drobine većinom se nalaze u gornjem delu konusa, a deponati pokrovnih tokova u donjim delovima lepeze. Deponati klastičnog čela obično su u zoni prelaza između srednje i donje lepeze.

Deponati pokrovnih tokova i kanala sastoje se od dobro ili slabo sortiranih peskova i šljunkova sa unutrašnjom sočivastom slojevitošću, kosom laminacijom, imbrikacijom i drugim teksturama. Oni nemaju neke posebno karakteristične osobine. Specifičan značaj za sedimentologiju plavina, međutim, imaju tokovi drobine i klastična čela. Deponati tokova drobine su potpuno nesortirani i neuslojeni po čemu podsećaju na til. Haotičan raspored fragmenata u njima ukazuje na to da su nastali iz povremenih blatnih bujica u kojima su čestice svih dimenzija bile nošene u obliku viskozne mase koja je mogla da podržava i veće fragmente. Za razliku od njih, deponati klastičnog čela su sastavljeni samo od grubih klastita bez finijih frakcija, mada kasnije u njih može biti unet i sitnozrniji materijal. Oni su bolje sortirani i mogu da imaju slabu imbrikaciju. Nastaju kada povremeni plavinski tok, bogat grubozrnim a siromašan fino-zrnim materijalom, naglo izgubi vodu, koja se procedi u porozne podinske sedimente. Tako se nagomila materijal u vidu bedema.

U distalnom delu humidne lepeze nalazi se mreža upletenih kanala i prudova preko kojih plavinski podsistem prelazi u podsistem upletenih reka tako da je među njima teško povući jasnu i oštru granicu.

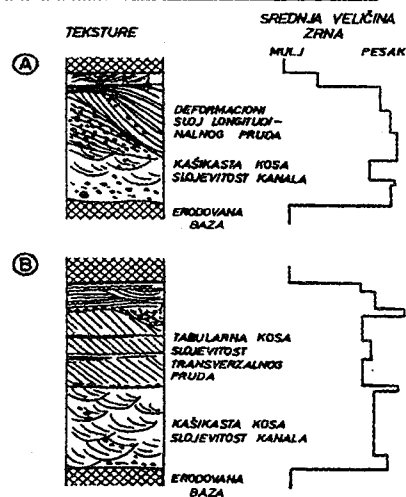
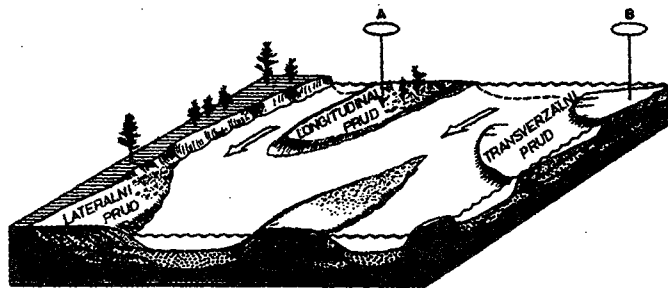


Sl. 199 - Primeri tri asocijacije facija u humidnim plavinskim lepezama. Van Horn peščari iz prekambrije Teksasa. A - Proksimalna facija sa dominantnim šljunkom i blokovima do 1 m. B - Facija srednjeg dela lepeze sa smenom konglomerata i šljunkovitih peščara sa kosom slojevitošću, C - Distalne facije sa kašikastom i tabularnom kosom slojevitošću u preovlađujućim peščarima. McGowen i Groat, 1971, iz Reading-a, 1978.

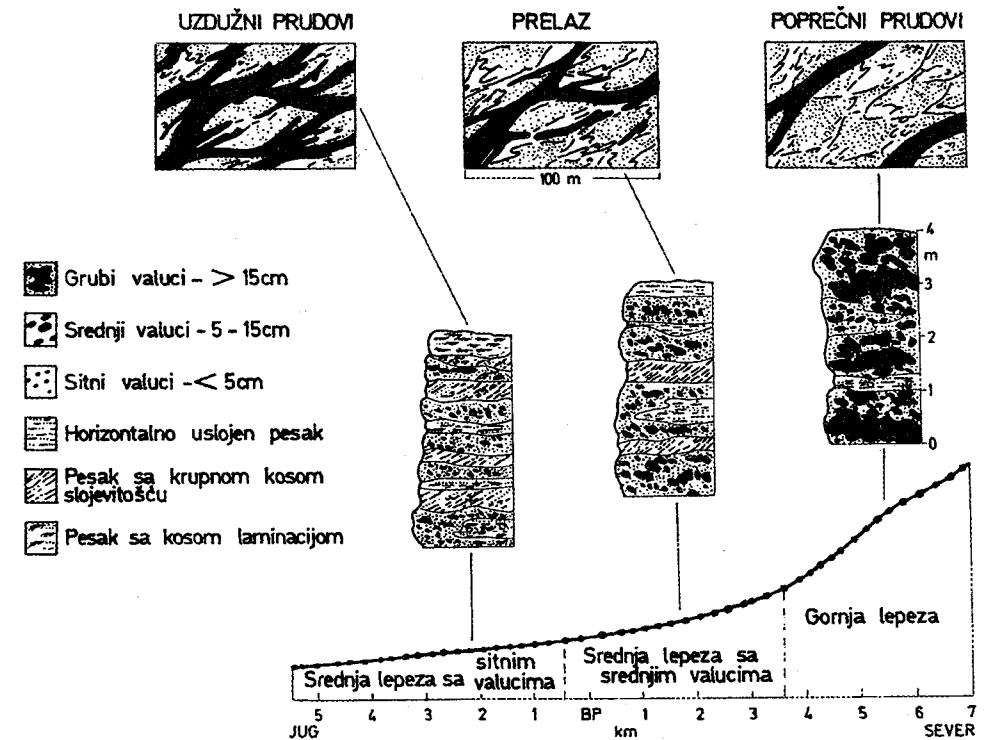
9.1.1.2. Upletene reke

Upletene reke ("podivljale reke" po Cvijiću, 1924) se sastoje od brojnih nestalnih kanala kojima voda teče oko isto tako mnogobrojnih prudova. Posmatrana u celini takva reka je relativno prava, široka, plitka i prezasićena materijalom. Pri dugotrajnim niskim i srednjim vodama kanalima se prenosi uglavnom sitnozrniji i suspendovan materijal. Krupnozrniji traktioni (vučeni) materijal prenosi se kanalima samo u vreme kratkotrajnih visokih vodostaja, kada voda preplavljuje i krupnozrne prudove i preko njih nanosi sitnozrniji materijal (Sl. 200.).

Uplitanje kanala, po Leopold-u i Wolman-u (1957) potiče od toga što posle povodnja prenosna snaga vode u kanalu opadne dotle da ona više nije u stanju da vuče grubozrne čestice. Preko tako zaostalog materijala taloži se finiji i formira se kanalski prud. On tada razdvaja struje u kanalu i predstavlja inicijalni oblik od koga će nastati novi veliki prud vertikalnim nagomilavanjem sedimenata niz tok i erodovanjem njegovih oboda. Prudovi mogu biti uzdužni, jezičasti, iz krivina korita i poprečni a kanali su ili dublji i ređi ili plići i mnogobrojniji (Sl. 201.).



Sl. 200 - Depozicioni modeli upletenih reka sa koritima slabe zakrivljenosti: A - sekvenca migracije šljunkovitog uzdužnog pruda, B - sekvenca depozicije kosih slojeva poprečnog pruda iznad zapune korita upletene reke. Galloway i Hobday, 1983, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.



Sl. 201 - Promene tipa prudova, nagiba i strukture duž upletene glacialne lepeze. Promene su postepene a poprečni prudovi postaju značajni u najdonjim delovima sistema. Nestanak blokova obeležava prelaz od pokrovnih prema uzdužnim prudovima. Boothroyd, 1972, iz Reading-a, 1978.

Tvorevine upletenih reka nisu uređene tako da ispoljavaju potpuno nepravilnu horizontalnu i vertikalnu smenu sedimenata raznih delova prudova i kanala.

Oslanjajući se na strukturne i teksturne osobine sedimenata iz upletenih reka Miall (1977) je razlikovao deset njihovih litofacija koje su okupljene u tri grupe: šljunkovite, peskovite i muljevite litofacije. Šljunkovita grupa ima tri facije: (1) masivni do grubo uslojeni šljunak iz uzdužnih prudova i kanalskog laga, (2) šljunak sa kašikastom kosom slojevitošću iz malih kanala i (3) šljunak sa tabularnom kosom slojevitošću iz jezičastih prudova. Srednjozrni do krupnozrni pesak može da bude i šljunkovit i to sa (4) kašikastom kosom slojevitošću iz podvodnih dina i (5) sa planarnom kosom slojevitošću iz jezičastih prudova i peščanih talasa. Sitnozrni do krupnozrni pesak, koji nekada može da bude i šljunkovit, sa (6) talasastom kosom laminacijom iz peščanih talasa, zatim sa (7) horizontalnom laminacijom ili masivan iz planarnih tokova, i sa (8) planarnom i kašikastom slojevitošću iz malih kanala. Sitnozrniju grupu čine dve litofacije: (9) u smeni laminirani jako sitnozrni pesak, alevrolit i mulj sa talasastom laminacijom, korenima biljaka, biljnim detritusom, biotur-

bacijama iz aluvijalne ravnice, i (10) tamni mulj i alevrit u vidu sočivaca, masivan ili laminiran sa korenjem biljaka i pukotinama isušivanja.

Na osnovu navedenih litofacija Miall (1977, 1978) je izdvojio šest osnovnih modela savremenih upletenih tokova kojima odgovaraju karakteristični geološki stubovi. Oni nose nazive savremenih reka u kojima su konstatovani: (1) Trolhajn, (2) Skot, (3) Donjek, (4) Južni Saskačevan, (5) Plejt i (6) Bižu Krik tip. Prva tri tipa su sa mnogo šljunka ili bar u značajnoj količini i predstavljaju aridnu lepezu (1), humidnu lepezu (2) i stalnu periglacialnu upletenu reku (3). Ostala tri tipa su pretežno od peska a reprezentuju sedimentaciju u stalnoj reci (4 i 5) ili povremenim tokovima (6).

9.1.1.3. Meandrirajuća reka

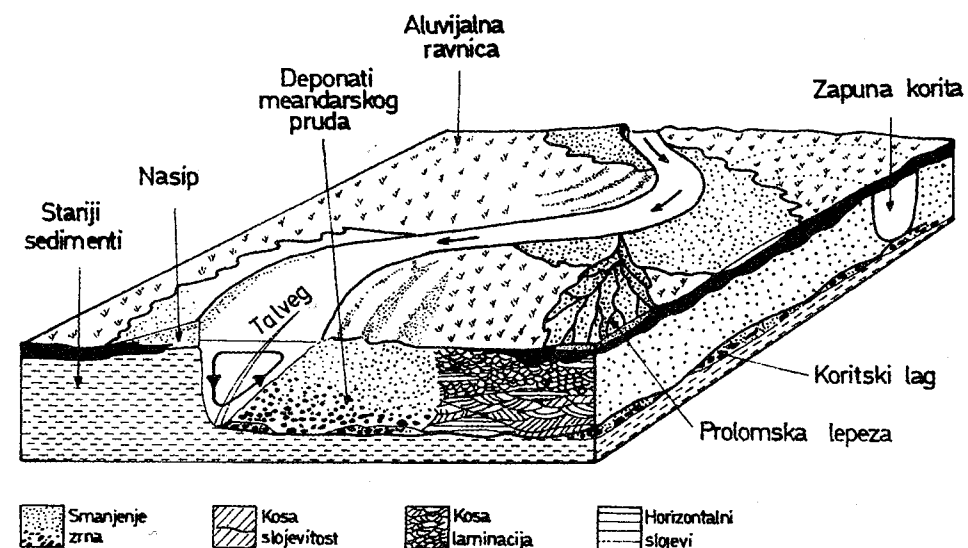
Korita meandrirajućih reka se sastoje od mnogobrojnih meandarskih zavoja. Ovaj podsistem po pravilu se javlja nizvodno od upletenih reka sa kojima je vezan postepenim prelazom i predstavlja tipične ravničarske tokove.

Za meandrirajuće reke karakteristično je uvek jedno manje ili više izuvijano korito usečeno u aluvijalne nanose. Višestruka izuvijanost korita u planu meri se **indeksom zakrivljenosti**: $P = 1/L$ u kome je 1 dužina korita u jednom meandru a L raspon meandra. Ovaj indeks za meandrirajuće reke iznosi 1,5 ili je veći.

Kao uzrok nastanka meandara navode se promene u ujednačenom protoku vode kroz korito. Do tih promena može da dođe usled različitih uzroka: zbog nagiba korita, neravnina u njemu, nagomilavanja sedimenata ili usled promena u intenzitetu spiralnog kretanja sekundarnih strujnica na profilu toka.

Mada meandri mogu da zahvate dosta širok pojas dna rečne doline, ipak samo korito meandrirajuće reke zauzima relativno njen mali deo. Ostali deo dna zaposedaju različiti drugi akumulacioni i erozivni oblici ovog podsistema: ade, meandarski prudovi, mrtvaje, napuštena koritišta, položi, jezera tipa balta i šapša, močvare i dr. Svi oblici koji leže izvan rečnog korita, koritišta i mrtvaja čine aluvijalnu ravnicu a oni njeni niski delovi, koji posle povodnja duže zadržavaju vodu i vlagu, predstavljaju povodanjski posleповodanjski basen često zapunjen blatištima.

Osnovni erozivni i akumulacioni procesi u meandrirajućoj reci određeni su principima mehanike fluida u otvorenom kanalskom sistemu. Generalno se uzima da se voda u koritu kreće u vidu horizontalne spirale i to tako što silaznim delom sekundarne strujnice spirale udaraju u strmu konkavnu obalu a uzlaznim klize preko niže konveksne obale na rtu. Brzina toka se menja horizontalno i vertikalno u koritu ali i uzduž korita i u vremenu u zavisnosti od toga da li su u pitanju male i srednje vode ili velike povodanjske. Usled tih promena, količina vode i brzina njenog protoka u prostoru i vremenu u reci nastaju složeni erozioni i sedimentacioni uslovi. Pri tome, eroziji je izložena naročito strma konkavna obala rečnog korita koja se neprekidno potkopava i osipa ili stropoštava. Taj proces dovodi do permanentne bočne migracije meandara. U ostalim delovima dolinskog dna erozija je manje izražena u nasipima, prolomima i prolomskim lepezama.



Sl. 202 - Klasičan model sedimentacije u meandarskoj reci. Allen, 1964, iz Reading-a, 1978.

Meandrirajuće reke nose sobom znatnu količinu materijala pri dnu korita i u suspenziji. Ovaj poslednji materijal, za vreme niskih i srednjih voda, biva odnet u mora i jezera, ali se i on taloži u rečnoj dolini za vreme poplava zbog specijalnih uslova u to vreme. Sedimentacija se, u dolini meandrirajuće reke, odvija u tri glavne grupe sredina: u rečnom koritu, u aluvijalnoj ravnici i u mrtvajama (Sl. 202.).

U rečnom koritu se nalaze dve litofacije: lag i meandarski prud. Lag nastaje od materijala koji se osipa ili obrušava sa konkavne erozione obale meandra. Ako u tom materijalu ima šljunka i krupnog peska meandrirajuća reka nije u stanju da ga transportuje već iz njega samo ispira sitnije čestice. Tako zaostao krupnozrni materijal predstavlja lag, koji se pokreće samo za vreme velikih voda. Zbog toga se javlja u vidu tankih diskontinuiranih sočiva u kojima je imbrikacija obična, a slojevitost nejasna ili je nema. Umesto šljunka ovakav položaj mogu da zauzmu komadi od drva ili skeletni materijal.

Meandarski prudovi predstavljaju najveću akumulaciju u ovom podsistemu. Oni se nagomilavaju na konveksnoj strani rta i zauzimaju deo korita između zaostalog laga i linije koja obeležava srednji nivo toka. Mogu da budu sastavljeni od materijala dosta širokog granulometrijskog raspona, od šljunka do alevrita. Većinom, međutim, u sekvencama meandarskih prudova grubozrniji materijal leži dole bliže talvegu a sitnozrniji gore, odnosno sekvence postaju sitnozrnije nagore. Muljevi, kada ih ima, čine ili tanke zastore preko grubih sedimenata pruda ili u vidu sočiva ispunjavaju udubljenja u njihovoj površinskoj morfologiji. U ovim prudovima je karakteristična velika kašikasta ili tabularna kosa slojevitost (setovi većinom do 1 m), zatim talasasta laminacija i mala kosa slojevitost. Jedinice sa laminacijom i malom kosom

slojevitošću razvijene su samo na sitnozrnijim prudovima. Od organskih ostataka u ovim sedimentima nalaze se listovi, fragmenti drveća i samo retko skeletni ostaci životinja.

U većim ravničarskim rekama nalaze se, često, ostrva poznata pod nazivom *ade*. Nastaju nagomilavanjem peskova i alevrita u vidu manjih depozicionih oblika i to bočnom i vertikalnom akrecijom. Neke *ade* se pomeraju za vreme povodnja ali mogu biti i stabilizovane vegetacijom.

Svi sedimenti, koji se talože na dnu rečne doline iznad obala rečnog korita pripadaju **aluvijalnoj ravnici**. Oni nastaju, međutim, samo povremeno, za vreme povodanjskih visokih voda. Najznačajnije sredine u toj grupi su **nasipi, prolomske lepeze i posleповodanjske lokve**. Razne vrste jezera, močvara i blatišta nisu ovde razmatrana.

Nasipi su asimetrične akumulacije sedimenata pored obe obale reke ali su uvek bolje i potpunije razvijeni uz konkavnu stranu meandra. Uz obalu su deblji, a idući od nje postepeno se istanjuju. Nastaju usled toga što povodanjska voda naglo gubi prenosnu snagu kada se izdiže iznad oboda korita i razlije po aluvijalnoj ravnici. Zbog toga je njihova visina često ispod nivoa koji dostižu najviše poplave. U nasipima se nalaze sedimenti po granulometriji slični s onima u gornjim delovima meandarskog pruda. Pojedine sekvence su debele, obično nekoliko decimetara i postaju finozrne nagore. Sastoje se od horizontalno i talasasto uslojenog peska i laminiranog mulja.

Prolomske lepeze su lokalne tvorevine, obično na konkavnoj strani meandra i to u zaleđu nasipa. Nastaju tako što voda bogata sedimentima provali nasip, izlije se u aluvijalnu ravnicu i tamo odloži svoj sedimentni sadržaj u vidu lepeze. Mogu da se javе pojedinačno ili u grupama u kojima se onda povezuju u skoro kontinuirane zastore. Nekada su posledice samo jednog proloma ali često pokazuju tragove sedimentacije za vreme mnogobrojnih poplava. U poslednjem slučaju, sedimenti nastali u lepezi mogu da se smenjuju sa tvorevinama nasipa ili iz drugih delova aluvijalne ravnice. Materijal u prolomskoj lepezi je nešto grublji od sedimenata u nasipu. Peskovi mogu imati horizontalnu i talasastu slojevitost sa interkalacijama mulja.

Posleповodanjske lokve su najniža mesta u aluvijalnoj ravnici i u njima se nalaze samo fini sedimenti (alevriti i gline) bogati organskom materijom, koji se talože polako iz suspenzije za vreme povodnja ali i iz vode zaostale posle poplava. U ovim lokvama ne ostaje više od jednog centimetra taloga, kao posledica jednog povodnja, pa je sedimentacija veoma spora. U susednim jezerima i močvarama zadržava se mnogo više mulja pa je formiranje taloga intenzivnije.

Mrtvaje ili starače su napušteni delovi korita koji nastaju odsecanjem jednog dela ili celog meandarskog zavoja. Tako reka postepeno ili naglo menja ili skraćuje svoje aktivno korito a bivše korito se pretvara u mrtvaju. U prvo vreme, klastiti sa dna aktivnog korita se nagomilavaju na odsečenim krajevima mrtvaje i zatvarajući ih sprečavaju dalji prinos krupnozrnijeg materijala u nju. Posle toga u mrtvaju dospeva isključivo suspendovan materijal iz nepotpuno odvojene reke ili samo sa povodanj-

skim talasima. Tu se talože u jako niskim energetskim uslovima, kroz dugi niz godina, alevriti i gline sa ostacima ostrakoda, mekušaca i biljnog detritusa. Tokom vremena mrtvaje se pretvaraju u jezera ili močvare sa bogatom vegetacijom.

Veoma karakterističan član asocijacije stena iz aluvijalne ravnice je zemljište u čijem formiranju glavnu ulogu imaju: pedogenetski procesi, iluvijalna migracija nekih komponenti (na pr. konkrecije od CaCO_3 ili siderita), razni oblici bioturbacija (crvi, insekti, sisari) i razvoj korenskih sistema biljaka. Svi ti procesi utiču na formiranje pedološke sekvence, koja može da se razlikuje u pojedinostima ali uvek sadrži tri glavna horizonta: (1) akumulativni humusni, (2) prelazni eluvijalni i (3) iluvijalni sa konkrecijama. Ispod poslednjeg nalazi se raspadina od stena podloge.

9.1.1.4. Nekadašnje reke

Nema nijedne pojedinačne stene, strukture niti teksture uz pomoć koje bi se potpuno sigurno moglo dokazati rečno poreklo nekih sedimenata iz geološke prošlosti. Ova teškoća proističe iz dva glavna uzroka. Prvo, u aluvijalnom sistemu ima različitih sedimentnih sredina sa svojom geometrijom sedimentnih tela, tipom sedimenata, organskim ostacima i tipom i orijentacijom svojih sedimentnih tekstura, a drugo što sve te osobine, posmatrane za sebe, nisu specifične već mogu da nastanu i u drugim sredinama.

Postoji, međutim, niz osobina u rečnim sedimentnim stenama koje sugerišu u manjoj ili većoj meri njihovo poreklo. Tu spadaju postepeno opadanje krupnoće zrna nagore u sekvencama; raspored tekstura u stubu fluvijalnih sedimenata, koje ukazuju na opadanje prenosne snage u režimu toka odole nagore; crvena boja sedimenata; upadljiva sferičnost šljunka; jednosmerna orijentacija polarnih tekstura nastalih kao posledica paleotokova; epsilon kosa slojevitost; relativno česti nivoi fosilnih zemljišta; nedostatak marinskih fosila i dr. Sve pomenute osobine sedimenata još nisu definitivno dokaz o njihovom rečnom poreklu. Zbog svega toga, nekadašnje rečno poreklo sedimenata otkriva se uz pomoć kombinacije kriterijuma koji su pomenuti ali i niza drugih, među kojima je naročito važna geometrija sedimentnog tela koje se proučava.

Kada je jednom, uz veliku pažnju i oprez, utvrđena nekadašnja rečna priroda sedimenata, onda je moguće da se u njima raspoznaju specifične aluvijalne sredine kakve se i danas nalaze u ovom sistemu. To se najbolje postiže, po **Collinson-u (1978)**, ako se među aluvijalnim sekvencama razlikuju dva tipa: jedan sa preovlađujućim peščarima i konglomeratima sa jako malo sitnozrnih sedimenata i drugi sa pretežno peščarima i alevrolitima sa veoma retkim konglomeratima. Prvi tip sekvenci se slaže sa tvorevinama koje se danas nalaze u semiaridnim i humidnim plavinskim lepezama i šljunkovitim upletenim rekama a drugi je karakterističan za peskovite upletene i meandrirajuće reke. Ova dva tipa sekvenci, međutim, povezana su postepenim prelazima.

9.1.1.5. Stari šljunčani rečni sedimenti

U proučavanju starih šljunkovitih sedimentata veoma je korisno da se razlikuju parakonglomerati i ortokonglomerati. Prvi su neuslojeni sa rasutim klastima, a drugi su uslojeni sa klastnom potporom i u smeni sa peščarima. Parakonglomerati su obično rasprostranjeni, nesortirani i neuređeni pa su interpretirani kao produkti jako viskozni blatnih bujica. Ponekad su pokriveni slojem peščara sa horizontalnom i blagom kosom slojevitosti, koja se uzima kao tvorevina nastala u već oslabljenom toku. Parakonglomerati su veoma karakteristični sedimenti gornjih delova plavinskih lepeza. Tu se oni smenjuju sa ortokonglomeratima, koji su skeletni i bočno operveženi sa koso slojevitim šljunkovitim peščarima.

Ortokonglomerati u vertikalnoj smeni sa kososlojevitim šljunkovitim peščarima predstavljaju karakterističnu faciju iz srednjeg dela plavinske lepeze. U njenim proksimalnim delovima, konglomerati se nalaze ograničeni samo na tanke slojeve i sočiva rasuta u preovlađujućim tabularno i kašikasto kososlojevitim peščarima.

9.1.1.6. Stari peščani rečni sedimenti

U većini peščanih fluvijalnih tvorevina mogu da se razlikuju dva litofacijalna tipa: sa grubljim i finijim sedimentima. Grublji sedimenti su sastavljeni pretežno od kososlojevitih i kosolaminiranih peščara, zatim, od manje zastupljenih paralelno laminiranih peščara i ređih konglomerata i breča. Među kososlojevitim sedimentima ponekad se zapaža i veoma karakteristična epsolon kosa slojevitost, izražena u vidu upadljivo usamljenog seta kosih slojeva sa malim padnim uglovima. Ova vrsta tvorevina većinom se interpretira kao kanalski sediment i to tako što se konglomerati i breče smatraju za ispran lag a peščari za lateralnu ispunu kanala odnosno za meandarski prud.

Finiji sedimenti se sastoje većinom od horizontalno laminiranih alevrita i glinaca često obojenih crveno, zatim od oštro izdvojenih slojeva peščara sa gradacijom i od relativno debelih kososlojevitih peščara sa tragovima eolskog transporta. Glinci i laporci se opisuju kao sedimenti aluvijalne ravnice, gradirani peščari kao tvorevine prolomske lepeze, a koso slojeviti peščari kao produkt eolskih dina nastalih na aluvijalnoj ravnici. Posebno značajan član ovih "međukanalskih" tvorevina su fosilna zemljišta, koja se ističu kao horizonti sa kalcitskim ili sideritskim konkrecijama ("lutkicama"), flekama od manganskih i gvožđevitih oksida i hidroksida, tragovima korenčića ali i pravim ugljenisanim korenjem.

Starim peščanim rečnim sedimentima obuhvaćeni su deponati iz upletenih i meandarskih reka. U prvim preovlađujući značaj imaju razni sedimenti rečnog korita a u drugima uz tvorevine meandarskih prudova, ističu se jasno i talozi aluvijalne ravnice. Sedimentološke kriterijume za njihovo razlikovanje razradio je Miall (1977) ali i pored toga to nije jednostavno, jer razlike između fosilnih sedimentata ova dva podsistema mogu da budu minimalne.

U svetu je opisano mnogo primera nekadašnjih rečnih sedimentata koji reprezentuju sva tri podsistema. Između ostalih podsistem plavinske lepeze najlepše je ilustrovan primerom formacije Van Horn peščara iz Teksasa (SAD), koji su interpretirali McGowen i Groat (1971). Podsistem upletenih reka dobro je dokumentovan na primerima devonske Molarbia formacije sa Gaspé poluostrva (Rust, 1976) i Battery Point formacije iz Quebeqa u Kanadi (Cant, 1978). Ovamo spada i dobro poznati primer donjokarbonske formacije Berea peščara iz Ohaja u SAD (Pepper i dr., 1954, iz Weller-a, 1960).

Nekadašnje meandarske reke opisane su potpuno na primerima donjeg starog crvenog peščara iz devona Engleske (Allen, 1974), zatim na donjokarbonskoj paleoreci Borovničkog rejonu u Rusiji (Bruns, 1940), pa na jurskoj Scalby formaciji iz Yorkshira u Engleskoj (Cotter, 1978) a naročito na izvanrednom primeru miocenskih tvorevina basena Ebro u Južnim Pirinejima u Španiji (Puigdefabregas & Van Vliet, 1978).

U našim krajevima su, takođe, nađene nekadašnje rečne tvorevine. Tako na primer, donjotrijaske upletene reke (formacija Kladnice) iz područja Javor planine u zapadnoj Srbiji detaljno je opisao Jovanović (1993).

9.1.2. Jezerski sistem

Jezerima se nazivaju baseni ispunjeni vodom, a okruženi kopnom sa svih strana tako da nemaju neposrednu vezu sa svetskim morem. Zbog ove osobine jezera zahvataju ograničene prostorije. To važi za mala ali i za ona najveća jezera, kao što je Kaspijsko sa 372.000 km² i najdublja kao što je Bajkalsko (1742 m). Druga karakteristična osobina jezera je većinom ograničeno vreme njihovog postojanja. Po pravilu život jezera je relativno kratak, čak i najstarija savremena jezera, kao što je Bajkal, nisu starija od miocena (oko 20 Mg). Ohridsko u Makedoniji je nastalo u pliocenu.

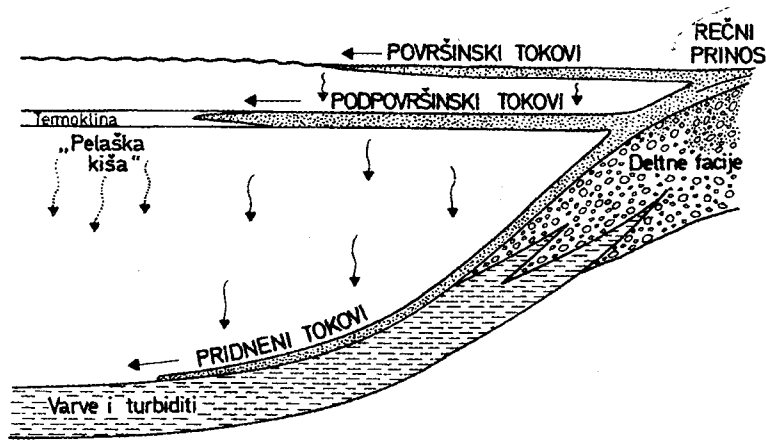
Ukupna površina svih savremenih jezera iznosi 2,7 miliona km² ili oko 1,8% površine kopna. Izučavanjem jezera bavi se posebna nauka - limnologija. Tek poslednjih decenija, međutim, u okviru limnoloških ispitivanja odgovarajuće mesto su dobila i rešavanja geoloških problema jezera ali je sada interes limnologije proširen i na tekuće kopnene vode.

Po geometriji i genezi izdvaja se više različitih tipova jezera: mala, velika, plitka, duboka; tektonska, vulkanska, karstna, deflaciona, lednička, rečna i dr. Mala jezera (na pr. rečna, lednička, deflaciona, vulkanska) većinom kao podsistemi ulaze u sastav drugih depozicionih sistema od kojih se teško odvajaju u fosilnom stanju. Za geologiju su značajna tektonska i paralska jezera srednjih i velikih dimenzija. Tektonska jezera mogu da budu povezana sa zonama rovovskih spuštavanja (na pr. Ohrid), riftovanja (Bajkal i jezera Istočne Afrike) i transkurencijom (Mrtvo more).

Na sedimentne procese u jezerima bitno utiče više faktora: klimatske promene, površinski i podzemni prtok vode, kretanja jezerske vode, evaporacija i organski svet.

Višegodišnje klimatske promene su toliko značajne u životu svih jezera da mogu da dovedu do njihovog potpunog isušivanja u aridnim predelima a potom, u novim humidnijim periodima može doći do obnavljanja jezerskih uslova na istom mestu na kojem su već postojala, kao što je bio slučaj s velikim jezerom Dieri u pleistocenu Australije.

U odnosu na prtok vode jezera se dele na otvorena i zatvorena. Otvorena imaju stalne površinske pritoke, a obično i otoke. Količina vode u njima je određena balansom između priliva vode, evaporacije i njenog oticanja. Zbog toga su to većinom jezera sa relativno stalnim nivoom i konstantnim hemijskim sastavom. Zatvorena jezera nemaju stalnih pritoka već se prihranjuju atmosferilijama, a često i podzemnim vodama. Otuda položaj njihovih obalskih linija zavisi od odnosa priliva vode, evaporacije i sedimentacije. Među ovim jezerima razlikuju se stalna (u humidnim regionima) i povremena (u aridnim regionima).



Sl. 203 - Mehanizmi prenosa i tipovi sedimenata u stratifikovanim jezerima u koja se unose znatnije količine klastita. Sturm i Matter, 1978; Galloway i Hobday, 1983, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

Površinskim vodama se donose u jezera velike količine grubih i finih klastita i rastvorenih soli. Sav taj materijal biva zarobljen u basenu pa zbog toga brzina depozicije u jezerima može da bude prilično značajna. Mnoga jezera imaju i dosta jak priliv podzemnih voda. U aridnim regionima to može da bude i jedino prihranjivanje zatvorenih jezera vodom. Podzemne vode, međutim, unose u jezera samo rastvorene soli, što upadljivo pojačava njihov salinitet.

Glavni oblici kretanja jezerske vode su talasi, struje, sezonska konvekciona cirkulacija i seš oscilacije. Talasi utiču na premeštanje i mešanje jezerske vode, zatim na formiranje obala, obradu i sortiranje priobalskog klastičnog materijala. U plitkim jezerima talasi izravnavaju dno.

Vodne struje u jezerima nastaju pod uticajem vetra i prodiranjem vodene mase iz pritoka basena (Sl. 203.). Dejstvom tih faktora u jezerima se formiraju

nekada jednostavni ali i veoma složeni sistemi površinskih i podpovršinskih struja koje, uglavnom, utiču na prenos suspendovanog materijala. Pridnene struje nastaju od guste rečne vode, često bogate klastičnim materijalom, tako da one mogu da prenose i peščane čestice.

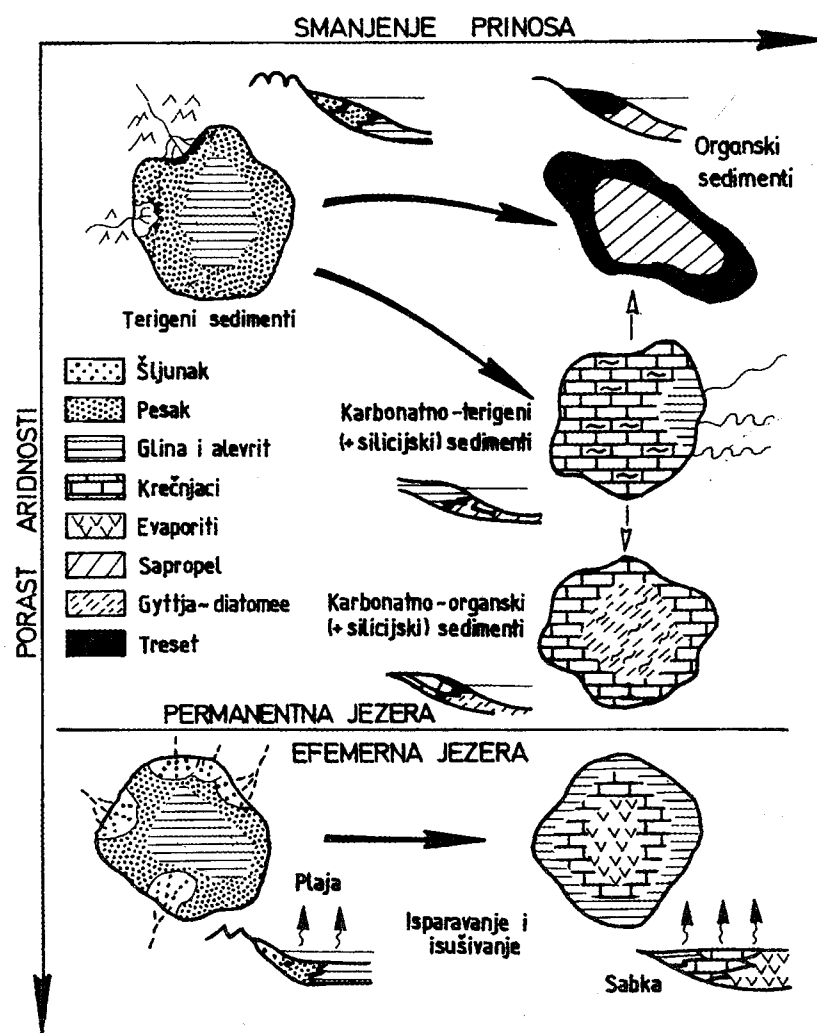
U nekim jezerima dosta veliki značaj imaju i seš oscilacije. To su plimski talasi do kojih dolazi pod uticajem jakih vetrova ili nejednakog atmosferskog pritiska na razne delove jezerske površine. Usled izdizanja i spuštanja nivoa jezera na njegovim plitkim obalama mogu da nastanu sedimentacioni oblici koji liče na morske plimatske oblike. Jaki vetrovi su u stanju da dovedu do izdizanja i spuštanja nivoa jezera od nekoliko metara. To uzrokuje katastrofične promene u već ranije deponovanim sedimentima.

Veoma značajan oblik dinamike jezerske vode su njena sezonska konvekciona kretanja. Po tome se razlikuju: amiktina, dimiktina, monomiktina, oligomiktina, polimiktina i meromiktina jezera. Amiktina jezera iz hladnih regiona Zemlje, su veći deo vremena okovana ledom pa se njihova hladna voda nikada ne meša. U umerenoj klimatskoj zoni, voda jezera se meša dva puta u godini i to u proleće i jesen, kada površinske vode dostignu maksimalnu gustinu pri temperaturi od 4°C. To dovodi do njihovog spuštanja u dubinu i pratećeg izdizanja toplije vode iz donjih delova jezera. Takva jezera se nazivaju dimiktina. Vodeni stub dimiktin jezero temperaturno je podeljen, odnosno stratifikovan, na dva dela. Gornji sa toplijom i redom vodom (epilimnion) i donji sa hladnijom i gušćom vodom (hipolimnion). Između njih se nalazi relativno uska zona termokline - metalimnion. Jezera, u kojima se mešaju vode samo u pojedinim delovima vodenog stuba nazivaju se oligomiktina a meromiktina su postojano stratifikovana, većinom, usled toga što se u njihovim dubljim delovima stalno nalazi teža slana voda. Polimiktina jezera ili nisu stratifikovana ili mogu da budu takva samo kratko vreme.

Konvekciono mešanje ili nemešanje jezerske vode utiče na njen gasni režim i količinu nutrijenata, pre svega fosfata i nitrata a to se odražava na razvoj organskog sveta. Epilimnion je uvek bogat kiseonikom i nutrijentima, pa u njemu povremeno dolazi do bujnog razvoja (tzv. cvetanja) organizama. U metalimnionu i hipolimnionu nastupa razaranje organskih ostataka i povremeno ili stalno osiromašavanje kiseonikom. Ako dublja voda stagnira, kao što je to slučaj u oligomiktinim ili meromiktinim jezerima, - onda ona postepeno postaje anoksična, odnosno obogaćuje se ugljendioksidom i sumporvodonikom. Prema tim osobinama razlikuju se oligotrofična, eutrofična i distrofična jezera. Oligotrofična su jako dobro prozračena, imaju malo nutrijenata i siromašna su organskim svetom. Eutrofična imaju dosta kiseonika i nutrijenata u epilimnionu i bogat plankton. Pri njihovom dnu, međutim, nema dosta kiseonika tako da se tamo organski ostaci nepotpuno raspadaju. Obično mala i plitka distrofična jezera imaju malo kiseonika i nutrijenata, ali su bogata humusnim jedinjenjima alohtonog porekla. U njima preovlađuju redukcionni procesi.

U hladnim širinama i humidnim regionima evaporacija jezerske vode nema veći značaj ili je ona prilično umerena. Tek u semiaridnim i aridnim regionima isparavanje postaje značajna komponenta u vodnom balansu jezera. U takvim uslovima

jezera obično nemaju otoke, često postaju povremena, kao što je slučaj sa plajama iz bolsona. U njima se koncentrišu rastvorene materije (karbonati i razne soli).



Sl. 204 - Tipovi taloga u jezerima. Strelice pokazuju evolucione stadijume kroz koje može da pređe jedno jezero. Ricci Lucchi, 1979.

Treba istaći da su jezera jako osetljiva na spoljne promene i da, zbog toga, jedno jezero u toku egzistencije može nekoliko puta da menja svoje karakteristike (Sl. 204.). Tako, otvorena jezera mogu da pređu u stalno zatvorena i na kraju u povremeno zatvorena ili obratno. Ovo je veoma značajno saznanje, jer među neka-dašnjim jezerima koja geolozi proučavaju, retko se sreću takva koja su tokom celog života imala stalno iste osobine.

Po salinitetu jezerske vode se dele na: slatke sa sadržajem soli do 0,10 ‰, zasoljene sa 0,10 do 0,35‰ i slane sa količinom soli preko 0,35 ‰. Sedimentacija u njima u znatnoj meri se razlikuje.

U velikim i srednjim jezerima sa slanom vodom preovlađuje taloženje klastičnih sedimentata. Priobalski, odnosno litoralni, predstavljeni su šljunkom i peskom koji su dosta dobro sortirani i imaju slabo izraženu kosu slojevitost. U velikim jezerima, čiji je nivo vode podložan kolebanjima, grubi litoralni sedimenti zahvataju celu širinu pomeranja obalske linije. Pravilan prstenast ili ovalan raspored litoralnih jezerskih facija poremećen je prisustvom jezerskih delti i plavinskih lepeza ili je potpuno deformisan usled uticaja jednostranih snažnih vetrova.

Jezerske delte nastaju na ušćima pritoka u jezerske basene. Sastoje se iz tri dela. Gornji deo delte je topset sa aluvijalnim sedimentima koji su skoro horizontalni i većim delom iznad jezerskih voda. Srednji deo delte, forset, je relativno strm i sa dubljim klastitima i upadljivo razvijenom kosom slojevitošću. Botomset, donji deo delte, blago je nagnut a izgrađen je od finijih sedimentata. U jezerima sa kolebljivim nivoom delte gube ovaj klasičan oblik, jer usled pomeranja obala dolazi do veoma složenih odnosa između sedimentata njihova osnovna tri dela. U mnogim slučajevima, međutim, rečni sedimenti uz obale jezera zadobijaju osobine humidnih proluvijalnih lepeza.

U profundalu, ispod litoralne zone, u jezerima se talože finiji sedimenti. Tu se nalaze sitnozrni peskovi, alevriti, gline i organogeni sedimenti. Klastiti su dobro sortirani, jasno i fino slojeviti. Grubozrni sedimenti (peskovi i šljunkovi), u dubljih delova jezera, većinom su prispeli mutnim tokovima. Sa smanjenjem prinosa terigenog materijala u jezero postepeno se povećava prisustvo laporaca i krečnjaka. Oni se talože u kasno proleće i leto, kada je jezerska voda zagrejana i omogućava jako povećanu fotosintetičku aktivnost fitoplanktona. Time se smanjuje količina CO₂ u vodi i povećava njena alkalnost, što dovodi do ubrzanja depozicije kalcijum karbonata u epilimnionu. Tako se za vreme leta, u eutrofičnim jezerima, talože lamine krečnjaka i laporaca, a tokom ostalih delova godine pretežno gline. Smatra se da upadljivo izražena fina laminacija laporaca i krečnjaka može da se sačuva od bioturbacije samo zato što pri jezerskom dnu ili/i u samim sedimentima vladaju redukcioni uslovi, pa nema muljojeda koji prerađuju sedimente.

Organski ostaci, u jezerskim sedimentima, mogu da budu i važna komponenta kao što je slučaj sa algalnim krečnjacima, nagomilanjima diatomeja i drugog fitoplanktona, zatim sa dispergovanom organskom materijom u uljnim škriljcima i dr.

U malim jezerima nastaju isti sedimenti kao u velikim ali je odnos između pojedinih tipova taloga jako kolebljiv u zavisnosti od klime i prinosa materijala. Litoralni sedimenti u njima imaju manji značaj. U nekima od malih jezera talože se homogeni ili organogeni karbonati, druga se brzo zapunjavaju tvorevinama delti ili proluvijalnih lepeza a u trećima se nagomilava mulj i biljna materija pa se pretvaraju u močvare.

U zasoljenim i slanim jezerima, koja mogu biti primorska, pustinska, vulkanska i dr., kada se jako smanji prinos klastita u sedimentima značajnu ulogu zadobijaju

soli. Prema hemijskom sastavu soli ta jezera mogu biti: karbonatna (sa NaCl , Na_2SO_4 , NaHCO_3 i Na_2CO_3), sulfatna (sa NaCl , Na_2SO_4 , MgSO_4 i CaCO_3) i hloridna (sa NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 i CaSO_4). Iz takvih rastvora obaraju se soli u zavisnosti od temperature vode. Tako, na primer, iz hloridnih rasola leti se obara gips, kuhinjska so i drugo a zimi hidrohalit. Taloženje soli u slanim jezerima, međutim, nije regularno i ne obavlja se svake godine. Tome mogu da smetaju kišna leta, smanjena koncentracija rasola i drugo. Slojevi soli na dnu jezera većinom su debeli nekoliko centimetara, a sasvim retko su 20 do 30 cm. Obično se slojevi soli smenjuju sa slojevima slane ili čiste gline. Smatra se da su takvi slojni parovi nastali tokom jedne godine.

9.1.2.1. Nekadašnji jezerski sistemi

Picard i High (1972) su veoma detaljno preispitali sve kriterijume za raspoznavanje i izdvajanje sedimenata iz nekadašnjih jezera i zaključili da ni jedan nije pouzdan. Možda od te konstatacije odstupaju samo varve, parovi slojeva iz glacijalnih jezera. U svim ostalim slučajevima dva autora preporučuju kombinaciju nekoliko kriterijuma za determinaciju jezerskog sistema.

Važni kriterijumi za raspoznavanje tvorevina iz nekadašnjih jezera su: (1) ograničeno rasprostranjenje ali veće nego kod rečnih facija; (2) mala debljina (većinom manja od 200 m a samo retko veća od 1.000 m); (3) slatkovodna fauna (školjke, puževi, ostrakodi, kičmenjaci) i flora (alge, dijatomeje) i kopneni biljni detritus su veoma dobar indikator slatkovodnih jezera; (4) većinom zonalan raspored facija sa sve finijim klastičnim sedimentima idući prema centru basena, a sve grubljim idući nagore u geološkom stubu; (5) preovlađivanje laporaca, laporovitih gлина i gлина u geološkom stubu; (6) evaporitski minerali (dolomit, halit, glauberit, tenardit, trona, borati i dr.) i neki zeoliti (na pr. analcim); (7) pravilna, jasna i tanka horizontalna slojevitost, često sa dobro izraženom horizontalnom laminacijom i znatnom postojanošću; (8) pojava pukotina isušivanja i fosilnih zemljišta. Kombinovanjem navedenih kriterijuma dosta pouzdano može da se utvrdi jezersko poreklo nekih proučavanih tvorevina. Tako, na primer, to dokazuju: laporci sa slatkovodnom faunom, tanak paket dobro uslojenih i fino laminiranih laporovitih gлина i laporaca, evaporitska serija sa biljnim detritusom, pojava fosilnih zemljišta na dobro uslojenim sitnozrnim klastitima, deltni sedimenti sa slatkovodnom faunom i sl.

Jedno od najvećih konstatovanih nekadašnjih jezera je ostavilo za sobom Popo Agie formaciju trijaske starosti i to na površini od preko 100.000 km^2 u Vajomingu (SAD). Po **Picard-u i High-u (1972)** ova formacija pretežno se sastoji od karbonata i, montmorilonita i analcimolita sa tragovima reptila, kopnenim biljkama i unionidima.

Kao jezerska tvorevina, naročito dobro je proučena Green River formacija iz eocena država Vajoming, Utah i Kolorado (SAD) koja je nastala u nekoliko poluvezanih i izolovanih jezerskih basena. U formaciji preovlađuju dve grupe facija. U srednjim delovima nekadašnjih jezera nalaze se sivi i smeđi mikriti, laporci i uljni glinci. Marginalno leže laporci sa peščarima, ali tu ima i karbonata, gipsa i soli. Depoziti su često ciklični. Fosilnih ostataka lokalno ima dosta.

U našoj zemlji nalaze se mnogobrojni primeri jezerskih sedimenata, naročito neogene starosti. Među njima veći su Zapadnomoravski, Metohijski, Kosovski i grupa povezanih basena u zoni Južna Morava - Velika Morava. Većina njih sadrži uglj, u nekima ima zeolita (Slanački i Vranjanski), uljnih škriljaca (Aleksinački, Valjevsko-mionički, Jaderski, Vranjanski i dr.), magnezita (Jarandolski, Strezovački, Kremanski i dr.), cementnih laporaca (Popovački i dr.) ili karbonata, ali svi oni sedimentološki nisu u potpunosti proučeni. Taj obiman i važan posao tek je počeo (na pr. Pranjanski basen, **Đurđević, 1992**, drugi baseni **Obradović et al., 1985-1995**, **Jovanović, 1987-1995** i drugi).

9.1.3. Močvarni sistem

Močvarama se nazivaju jako vlažni delovi zemljine površine obrasli bujnom hidrofilnom vegetacijom, koja nosi obeležja hladne, umerene, subtropske i tropske klimatske zone. U njima se nagomilava mrtva ali nepotpuno raspadnuta biljna materija.

Močvare mogu da zahvataju stotine hiljada km^2 i da predstavljaju jasno izražen depozicioni sistem. Male močvare, međutim, često imaju tako ograničeno rasprostranjenje da se teško odvajaju od jezerskih, rečnih ili deltnih sistema za koje su vezane pa se mogu smatrati njihovim podsistemima. Naročito su velike primorske močvare i one koje se nalaze u tundrama.

Močvare mogu nastati na dva suprotna načina: ili isušivanjem nekog postojećeg vodenog basena (jezera, mrtvaje, lagune, delte, zalivi ili sl.) ili ovlaživanjem suvih kopnenih područja površinskim ili podzemnim vodama. Prvi slučaj je u prirodi više rasprostranjen.

Geološki život močvara je veoma kratak, kraći od života jezera, što je povezano sa činjenicom da na njihov postanak, razvoj i nestanak bitno utiču višegodišnje klimatske promene.

U močvarama nastaju dve vrste sedimenata: organogeni i glinoviti. Kakvi će organogeni sedimenti postati u močvari zavisi u prvom redu od: (1) klime i vremena taloženja, (2) vrste biljne zajednice i njene ishrane, (3) ekoloških uslova sredine (reč je o vlažnosti ili nivou podzemnih voda, pristupu kiseonika, kiselosti sredine i uticaju mora), i (4) od načina biohemijskog raspadanja biljnog materijala.

Pored vrste biljne zajednice i ekoloških uslova, glavni uticaj na formiranje specifičnih močvarnih sedimenata imaju biohemijski procesi. U pitanju je truljenje, humifikacija, tresetizacija i saptopelizacija, koje pod različitim okolnostima, shematski izloženim na tabeli 30., (**Pantić i Nikolić, 1973**), dovode do razlaganja biljne materije. Proces humifikacije i tresetizacije zahvataju kopnene biljne ostatke, koji se u velikoj meri sastoje od celuloze i lignina. Saptopelizaciji, međutim, podležu uglavnom vodene planktonske biljke, većinom alge koje imaju više masti i belančevina. Prva dva procesa vode obogaćivanju ugljenikom, odnosno pougljavanju ili karbonifikaciji i formiranju ugljeva kao kranjih produkata.

Tab. 30

naziv		suština procesa	kiseonik	voda	promena materije	krajnji produkt	
materije	proces						
kopnene, uglavnom kopnene močvarne biljke	truljenje	aerobno vrenje, prava oksidacija, razlaganje pri svetlosti	pri punoj prisutnosti kiseonika	u prisustvu vlage	potpuna oksidacija	voda, ugljen-dioksid, nema sagorljivih produkata koji sadrže ugljenik	humusni ugljevi - humiti
	humifikacija	delimično kao gore i anaerobno vrenje	otežano prisustvo kiseonika		postepeno pougljavanje, tj. spor proces destilacije, delimična oksidacija i redukcija	trulež, soli humusnih i vulminskih kiselina	
	tresetizacija	nezavršeni proces s preovlađivanjem anaerobnog vrenja	u početku prisutan, zatim bez kiseonika	u početku prisutna vlaga, kasnije stajaća vlaga		treset u vidu sagorljivih ugljovodonika (bogatih sa ugljenikom) lignit	
vodeni organizmi (uglavnom alge)	sapropeliza (gnjiljenje)	anaerobno vrenje	bez prisustva kiseonika	u stajaćoj vodi ili u sedimentnoj sredini	raspadanje, redukcija	sapropel (gnjio mulj) sagorljivi ugljovodonici siromašniji sa ugljenikom a bogatiji sa vodonikom	sapropeliti

Pantić i Nikolić (1973)

Biohemijski procesi se odvijaju u dve faze. Prvo se pod dejstvom mikroorganizama vrenjem razlaže biljna materija do vrlo prostih i aktivnih jedinjenja, a zatim dolazi do njihove sinteze u vidu novih materija, kojih do tada nije bilo u biljkama.

Na neorganske stene, koje nastaju u močvarama, utiče i količina i vrsta klastičnih materijala koji su se zatekli u zamočvarenom basenu ili su uneti u njega sa strane. Većinom se u močvare unosi finiji materijal: gline i alevriti. Peskovi dospevaju samo u kanale protočnih močvara. Veliki deo tog materijala biva pod uticajem veoma kisele sredine (pH 5,5 do 2,1) pretvoren u kaolinit, koji zato predstavlja tipičnu neor-

gansku mineralnu tvorevinu u močvarama. Obično uz kaolinit ima i ilita, ali kada ovaj poslednji potpuno nedostaje, onda se takva stena tretira kao vatrostalna glina ("flint clay"). Progresivnim izluživanjem (tzv. oglejavanjem), usled agresivne kiselosti barske sredine, - mogu biti zahvaćene čak i stene u podlozi barskog sistema.

U močvarama tako nastaje relativno ograničen ali veoma tipičan skup sedimentata. To su razni tipovi treseta, sapropeli, gline, karbonati i sasvim podređeno peskovi. U podlozi močvarnih tvorevina, često se nalaze i fosilna zemljišta.

Močvare se dele prema uslovima ishrane biljaka u njima na *eutrofne* (niske), *mezotrofne* (prelazne) i *oligotrofne* (visoke). Sem te osnovne podele, močvare se razlikuju još po morfologiji (ravne, neravne i ispupčene), položaju u reljefu (kotlinske, dolinske, padinske i sa razvođa), po makroreljefu (nizijske i visijske) i po tipu preovlađujućih biljaka (travnate, džbunaste, mahovinske i šumske). Među močvarama, na osnovu specifičnih osobina, razlikuju se tri glavna podsistema: niske, prelazne i visoke močvare.

9.1.3.1. Niske (eutrofne) močvare

Niske močvare većinom se nalaze u niskim delovima reljefa u kotlinama, uz jezera, reke, proluvijalne konuse i niske morske obale. Uvek su smeštene u slabo dreniranim udubljenjima sa visokim podzemnim vodama. Zbog toga se u njima obično nalazi plitka stajaća voda. Zarasle su zeljastom vegetacijom u čijoj ishrani važnu ulogu imaju i mineralne materije. Tokom vremena, one postepeno oplićavaju usled nagomilavanja biljne materije i naplavlivanja sedimentata sa strane. Delovi biljaka, koje izumiru, tonu u vodu i tamo, bez pristupa kiseonika iz vazduha, pretvaraju se u treset, koji predstavlja glavni sediment ove močvare.

U umerenoj klimatskoj zoni niske močvare su obrasle pretežno rogozom, trskom, rastavićima i oštricom.

Dugo se smatralo da u tropskim predelima uopšte nema močvara zato što se biljna materija tu raspada brzo i energično. Pokazalo se da tamo ipak ima velikih močvara niskog tipa, jer je razaranje mrtvog biljnog tkiva u tropima kompenzovano izvanredno brzim narastanjem i nagomilavanjem nove biljne mase. (U tom smislu se navodi kako u tropskim močvarama u toku sedam godina neko drvo može da izraste za oko 30 m dok u isto vreme jova u evropskim močvarama dostiže jedva 5 do 6 m.). Konstatovana su značajna tresetišta u tropskim regionima na Cejlonu, Sumatri, u ekvatorijalnoj Africi i dr. U jednoj močvari na Sumatri, na primer, treset je bio debeo 9 m. Slično je i u subtropskoj zoni. Po Pantić-u i Nikolić-u (1973) u močvarama Floride i delte Misisipija treset je često deblji od 30 m, pa je izračunato da se u Floridi u močvarama godišnje taloži oko 1,3 mm treseta.

9.1.3.2. Prelazne (mezotrofne) močvare

Prelazne močvare nemaju stajaću vodu, smanjuje im se prinos mineralnih materija, a od biljnog sveta u umerenim klimatskim zonama u Evroaziji obrastaju ma-

hovinama, džbunovima jove, brezom i crnogoricom (bor i jela). U Severnoj Americi glavne biljke su beli kiparis, magnolija, neki borovi i dr. U tropima, u močvarnim šumama rastu "igapo" oblici koji su potopljeni tokom cele godine. Među njima u basenu Amazona dominira *Eugenia inundata*. Po svim osobinama ove močvare čine prelaz između niskih i visokih.

9.1.3.3. Visoke (oligotrofne) močvare

Visoke močvare se nalaze u regionima koji imaju vlažnu klimu, jer se biljke u njima snabdevaju vodom samo iz atmosfere. Zbog toga ove močvare nazivaju još i ombrogene (od ombros - grčki - kiša). Biljni svet u njima nema potrebu za mineralnim materijama. Ove močvare su veoma česte na visijama i u severnijim delovima Evroazije, u regionima tundri sa svežom i hladnom klimom, smanjenom evaporacijom i sporim raspadanjem organskih ostataka. Tamo, ove močvare zaposedaju ravne ali i blago nagnute terene i ne zavise od položaja izdani.

Glavni biljni pokrivač ovih močvara je iz roda *Sphagnum*. Od drveća tu se još nalazi niz džbunova (*Callina vulgaris*, *Ledum palustri* i dr.) i drveće (*Pinus silvestri*). U tropskim oblastima ove močvare su obrasle mnogo bogatijom zeljastom ali i raznovrsnom visokom drvenastom vegetacijom. Organska materija u vidu treseta najintenzivnije se nagomilava u srednjim delovima ovih močvara pa one zadobijaju karakterističnu ispupčenu (visoku) formu u svim klimatskim uslovima.

9.1.3.4. Primorske močvare

Primorske močvare su takođe, niske, prelazne i visoke kao i močvare sa kopna udaljenog od mora. One se odvajaju, međutim, od poslednjih po tome što pored slatkovodnih, postoje polubrakične, brakične i brakične sa plimatskim uticajima. Ovo zavisi od toga koliko soli ima u vodi kojom se hrani močvarna vegetacija. Te močvare se nalaze u velikim deltama i pored niskih morskih obala, kao što je slučaj na severnoj obali Meksikanskog zaliva i u delti Misisipija. Mogu da budu dugačke više stotina a široke desetine kilometara. Značajna razlika ovih močvara od kontinentalnih je u vrsti biljaka u koje su zarasle i u tome što u ove močvare mogu plimom da budu naneti morski organizmi, naročito planktonski.

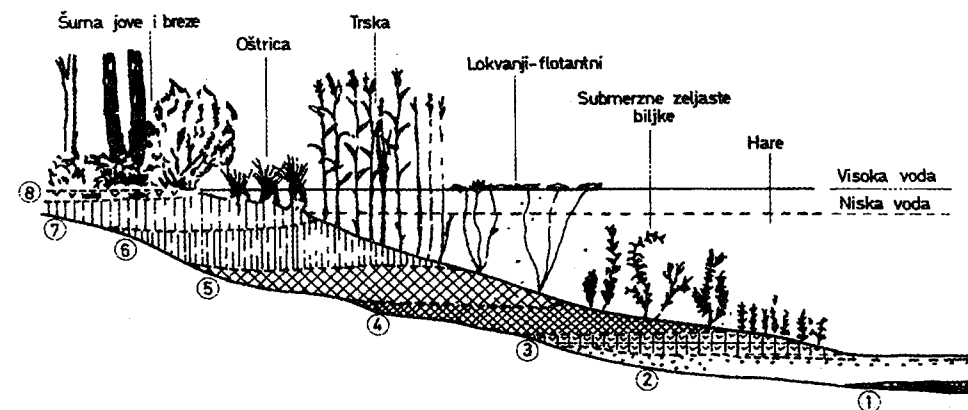
Posebnu primorsku varijantu u tropima čine mangrova močvare. To su niske plimatske akumulacione obale, zaštićene od uticaja talasa i zaposednute mangrova šumom. Reč je o specifičnoj i relativno siromašnoj biljnoj zajednici sastavljenoj od niskih džbunova i stabala sa upadljivo izduženim korenjem, koje je za vreme oseke otkriveno. Gusta vegetacija zadržava slani mulj pa se on postepeno nagomilava a obala sa mangrova šumom se postepeno pomera prema otvorenom moru. Karakteristično je, međutim, da se u mangrova močvarama biljna materija raspada takvom brzinom da one nisu tako bogate biljnim ostacima, kako bi se to inače očekivalo.

9.1.3.5. Razvoj močvarnog sistema

Niske, prelazne i visoke močvare su posebni tipovi močvara ali u isto vreme to su i tri glavne faze u njihovom razvoju od stadijuma jezera do stadijuma visoke močvare.

U početku, u jezeru uz terigeni materijal pretežno se talože samo izumrli planktonski organizmi i naneti biljni ostaci. U anoksičnim uslovima od tog materijala nastaje mulj izmešan sa nepotpuno raspadnutim ostacima zelenih i modrozelenih algi i dijatomeja, odnosno sapropel (ili jitja). Vegetacija niske močvare, u to vreme, raspoređena je samo po periferiji jezera i to po tačno određenom redosledu. Po **Pantić-u** i **Nikolić-u** (1973) razlikuju se u savremenim uslovima umerene klime sledeći biljni pojasevi: (1) prvi pojas krupnije potopljene flore (hare, mahovine i podvodne cvetnice); (2) pojas potopljenih širokolisnih predstavnika rodova *Potamogeton*, *Myriophyllum* i *Spargonium*; (3) pojas lokvanja i drugih flotantnih biljaka; (4) pojas rogoza i trske kojima su potopljeni samo niži delovi (dubina vode nije veća od 2 m); (5) pojas suvozemne vegetacije sa dominacijom oštrice (*Carex*) (Sl. 205.).

Tokom vremena, biljke postepeno osvajaju jezerski basen prema njegovim srednjim delovima pa se tako pomeraju i svi pomenuti pojasevi u navedenom poretku. Svakom od pojaseva odgovara i posebna vrsta sedimenata. U prvom pojasu nastaje mulj bogat kalcijum karbonatom (iz oogonija hara); u drugom - mulj sa sitnim biljnim detritusom; u trećem - grubi detritus izmešan s muljem; u četvrtom - trščani treset; a u petom - treset oštrice.



Sl. 205 - Sedimentni niz formiran pri zarastanju i ispunjavanju jezerskog basena. Overbeck, 1950, i Teichmuller, 1962, iz Pantić-a i Nikolić-a, 1973.

Iza poslednjeg pojasa, koji je pomenut, dolazi pojas močvarne šume sa jovom (*Alnus*) i brezom (*Betula*) koji već pripada prelaznom (mezotrofnom) tipu močvare. U njemu nastaje treset šumske močvare.

Oplićali jezerski basen biva postepeno potpuno zahvaćen močvarnom vegetacijom i u celini se pretvara u nisku močvaru obraslu zeljastom vegetacijom. Daljim

Sadržajni karbonske frakcije	VIŠE BILJKE		IZMEŠANI MATERIJAL		ANTRACITI	ANTRACITI	ANTRACITI	ANTRACITI	
	Drvenasti delovi	Biljni derritus	Rezistentni biljni delovi: spore, kaulikula, korta, smole	- niže i više biljke -					humito-sapropeliti
MRKI UGLJEVI	Tvrđi i sapropel	HUMOLITI	Biljne vrste humusnog treseta	LIPTOBOLIITI	Spec. vrste jako razloženo treseta - lipo-treset.	Humito-sapropelini	Tresetno-sapropelne naslage	Sapropelno-tresetne naslage	Sapropelno- (grčka reč - grjio muji)
KAMENI UGLJEVI	Isti	HUMOLITI	Biljne vrste humusnog treseta	LIPTOBOLIITI	Spec. vrste jako razloženo treseta - lipo-treset.	Humito-sapropelini	Tresetno-sapropelne naslage	Sapropelno-tresetne naslage	Sapropelno- (grčka reč - grjio muji)
ANTRACITI	Isti	HUMOLITI	Biljne vrste humusnog treseta	LIPTOBOLIITI	Spec. vrste jako razloženo treseta - lipo-treset.	Humito-sapropelini	Tresetno-sapropelne naslage	Sapropelno-tresetne naslage	Sapropelno- (grčka reč - grjio muji)
ANTRACITI	Isti	HUMOLITI	Biljne vrste humusnog treseta	LIPTOBOLIITI	Spec. vrste jako razloženo treseta - lipo-treset.	Humito-sapropelini	Tresetno-sapropelne naslage	Sapropelno-tresetne naslage	Sapropelno- (grčka reč - grjio muji)

Pantić i Nikolić, 1973.

U geološkoj literaturi opisani su mnogi primeri močvarnih sedimenata naročito iz gornjeg karbona, donje jure, gornje krede i neogena iz celog sveta. Oni su posebno i svestrano proučavani iz praktičnih razloga, odnosno zbog ugljunosnosti.

U mlađem paleozoiku močvarni depozicioni sistemi su bili veoma rasprostranjeni u primorskim ravnica. Jedan od najpotpunije proučenih je u Donjeckom basenu u kome se javljaju sedimenti četiri razne močvarne sredine: (1) priobalske ravnice sa finim klastitima, (2) priobalske zaglinjene potopljene močvare sa ugljevitoglinovitim sedimentima, (3) otvorene močvare sa sapropelskim ugljevima i (4) potopljene niske tresetne močvare sa humolitskim i liptobiolitskim ugljevima.

Dobro su proučeni i uslovi nastanka ugljeva u močvarnim sistemima apalačke provincije u SAD i u variscijskoj Evropi.

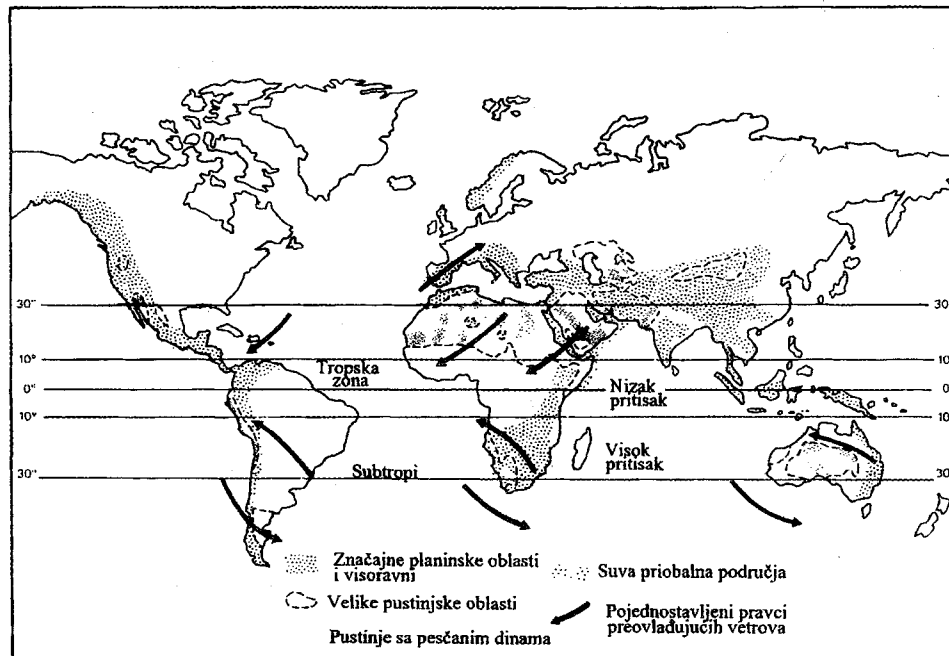
Iz naših krajeva močvarni sistemi poznati su prema pojavama i ležištima ugljeva iz gornjeg karbona (Ranovac), jure (Vrška Čuka, Dobra, Jerma), krede (Rtanj) i neogena. Posebno je dobro proučen močvarni sistem Kolubare (Pantić, Ercegovac i Pantić, 1967).

Na osnovu palinološke analize, a delom i na osnovu uvida u osobine ugljenog sloja, utvrđeno je da je on nastajao u uslovima tri glavne močvarne sredine: (1) u ritškoj zoni močvare sa rogozom, trskom, flotantnim i emerzionim biljkama; (2) u močvarnoj šumi sa *Taxodium* i *Nyssa* i (3) u močvari sa dominacijom džbunova (mirika, cirila, vrba i brojne papratnjače). U prvoj i trećoj močvarnoj zoni nastajao je pretežno detrit a u drugoj, koja je poznata i pod nazivom "zona panjeva", skoro isključivo ksilit.

9.1.4. Pustinjanski sistem

Pod pustinjama se podrazumevaju neplodni regioni s aridnom klimom u kojima, usled visoke temperature i jako male količine padavina, potencijalni iznos isparavanja dvostruko premašuje atmosferilije. Gornja granica padavina tamo iznosi oko 25 cm/god. Zbog toga u pustinjama nema stalnih rečnih tokova ili ako postoje, onda su to veće reke koje dolaze izvan pustinjanskog sistema (na pr. Nil). Značajno je, međutim, da se ta mala ukupna količina padavina tokom godine obično oslobađa u kratkom periodu, odnosno u obliku malog broja žestokih provala oblaka. Tada dolazi i do poplava i obilnog prenosa sedimenata blatnim bujicama. Tokom ostalog vremena u pustinji prevladuje suva atmosfera sa jakim isparavanjima praćenim formiranjem evaporita u povremenim slanim jezerima, unutrašnjim morima i glavni je eolski transport sedimenata.

Pustinje danas zauzimaju 1/4 kopna, odnosno oko 30 miliona km². Nalaze se pretežno u zonama pasatnih vetrova, koji snažno duvaju između 10 i 30° S i J širine (Sl. 207.). Pustinjanski uslovi postoje i u većim širinama, ali tamo ne zahvataju značajnije prostorije.



Sl. 207 - Rasprostranjenje pustinja u svetu. Glennie, 1970, iz Reading-a, 1978.

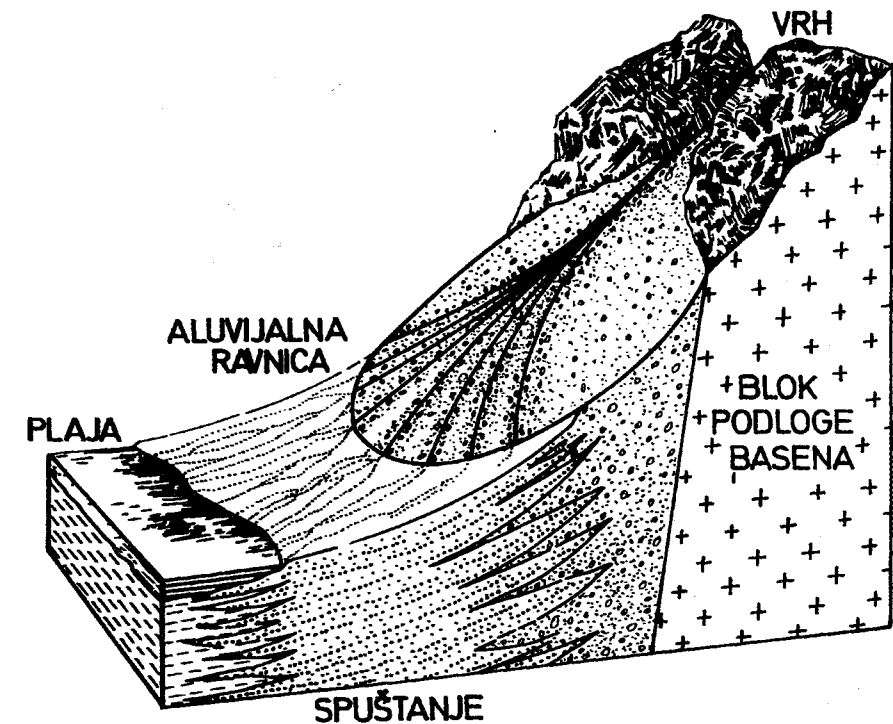
Pustinjski sistem u koji ulaze tri podsistema: velike pustinje, bolsoni i primorske pustinje, - podrazumeva četiri glavne sedimentacione sredine i facije. To su suve plavinske lepeze, vadi, ergovi i plaje ili sabke. Samo oko 20% površina pustinja prekrivaju ergovi. Ostatak je pod naslagama povremenih tokova ili, najvećim delom, predstavlja kamenite pustinje tzv. hamade, koje su izložene procesima pustinjskog raspadanja i erozije.

9.1.4.1. Suve (plavinske) lepeze

Suve plavinske lepeze nastaju u bazi strmih planinskih strana, gde dolazi do naglog preloma u nagibu i prelaza u ravnicu ili samo u blago nagnuto područje, na kojim se sedimenti obaraju iz povremenih tokova poreklom iz viših predela (Sl. 208.). Tvorevine lepeze se šire i istanjuju s udaljavanjem od izvora. Generalno su podeljene u tri zone: gornju, srednju i donju.

Suve plavinske lepeze su izgrađene od grubih slabo sortiranih i potpuno nesortiranih sedimenata s primarnom kosom slojevitošću. Pri tome, zapaža se opadanje krupnoće zrna od gornjeg ka donjem delu lepeze. U detaljima, međutim, ove lepeze su veoma složene, jer se sastoje od mnogobrojnih dosta malih superponovanih kanala i zaobljenih režnjeva, koji su nastali u vidu tokova drobine, zatim deponata pokrovnih tokova, kanala i klastičnog čela.

Tokovi drobine i mulja su nesortirani pa sadrže sve frakcije od pelitske do krupnih blokova. Ovi poslednji su ili paralelni sa slojevitošću ili imaju imbrikaciju.



Sl. 208 - Shematski prikaz jedne suve plavinske lepeze razvijene duž raseda u bejzmentu. Stepen progradacije lepeze u basen zavisi od reljefa na rasedu ali i od padavina i najviših delova izdignutog bloka. Bjørlykke, 1984.

Deponati pokrovnih tokova sastoje se od peskova i šljunkova sa sočivastom slojevitošću i relativno dobrim sortiranjem.

Deponati kanala su slabo sortirani peskovi i šljunkovi sa sočivastom slojevitošću. Peskovi mogu da imaju kosu slojevitošću, a šljunkovi imbrikaciju. Karakterističan je usečen kanalski odnos prema okolnim tvorevinama.

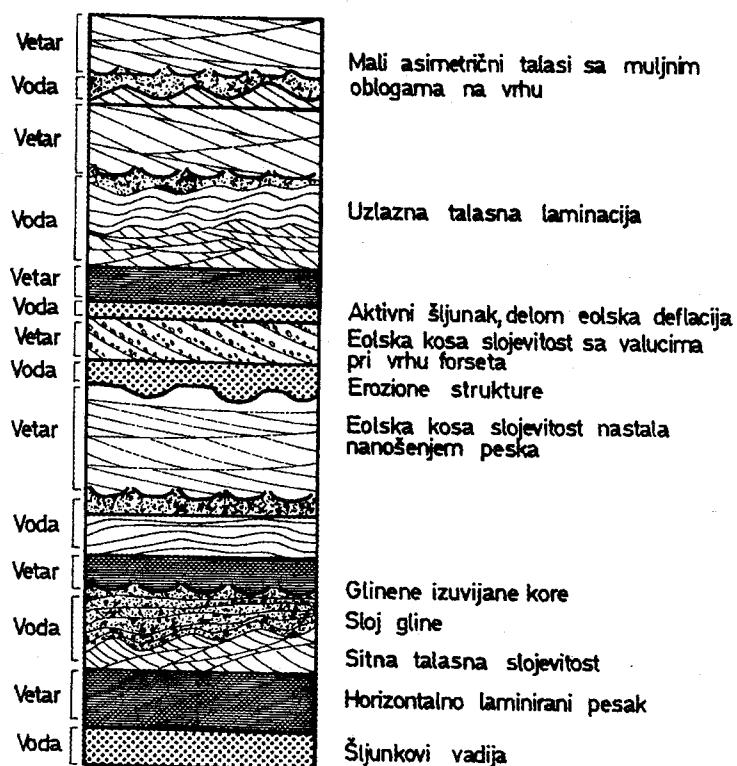
Deponati klastičnog čela predstavljaju bedeme grubih klastita u kojima nema sitnijih frakcija. Sastavljeni su od uglastih fragmenata dobrog sortiranja i sa tragovima imbrikacije.

Raspored različitih tvorevina u lepezama je dosta komplikovan. Ipak, zapaža se da u gornjem delu lepeze preovlađuju deponati grubih tokova drobine, a u distalnim delovima deponati pokrovnih tokova. Deponati klastičnog čela su većinom između srednjeg i donjeg dela lepeze, a sedimenti kanala se javljaju u celoj lepezi.

9.1.4.2. Vadi

Suva korita povremenih tokova u pustinjama poznata su pod nazivom vadi. Kroz njih teče voda samo sporadično u vreme velikih provala oblaka. Zbog toga su bujice najvažniji agens kojim se prenose sedimenti u vadiju. One nastaju tako što voda toliko ispuni sedimente vadija da oni počnu da teku.

Poplave u vidu blatnih bujica nastaju odjednom i isto tako naglo prestaju, pošto vode u vadiju posle kiše većinom ima tek nekoliko sati ili najviše nekoliko dana. Voda iz blatne bujice brzo ponire u poroznu podlogu tako da bujica gubi pokretljivost i sedimenti se brzo nagomilavaju u kanalu. Odatle bivaju delom prenošeni vetrom, a delom ostaju i učestvuju u formiranju sledeće blatne bujice.



Sl. 209 - Shematska sekvenca sedimenata u vadiju sa smenom taloga prenošenih vodom i vetrom. Reineck i Sing, 1980, iz Davis-a, 1983.

Tipične sekvence vadija sastoje se od smene vodenih i eolskih sedimenata. Vodeni talozi su slabo sortirani i pokazuju grubo smanjivanje krupnoće zrna nagore. Šljunak je ili bez tekstura ili ima grubu gradaciju a ponekad se zapaža imbrikacija. Pesak je koso slojevit sa talasastim teksturama a glinovita sočiva imaju pukotine

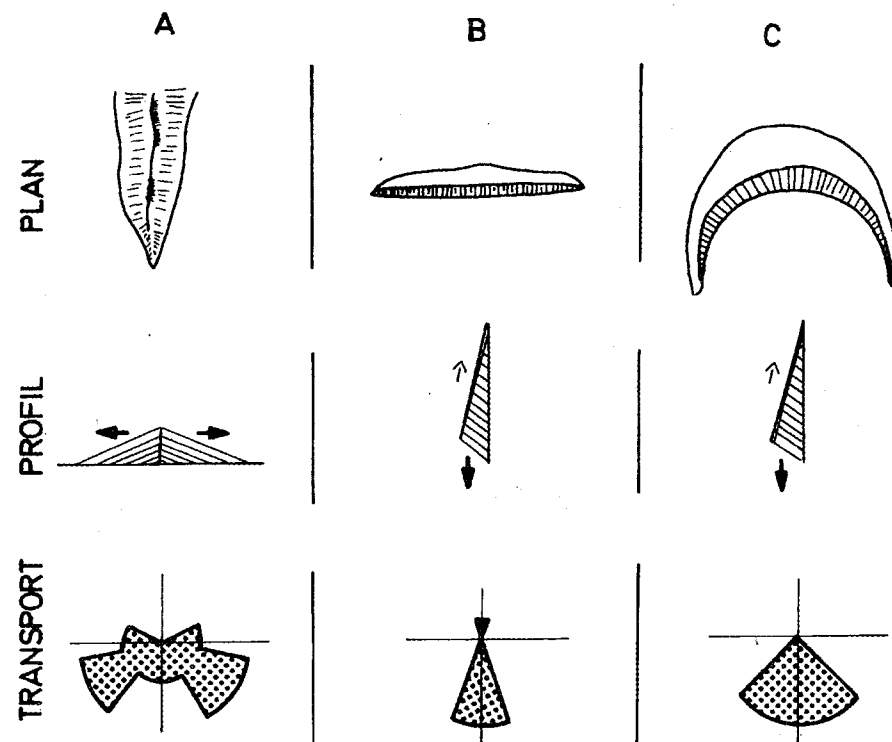
isušivanja. Preko ovih tvorevina leže sedimenti preneti vetrom. Većinom su to kososlojeviti peskovi, a nekada može da bude i stratifikovanog lesa. Dve pomenute vrste sedimenata se smenjuju u decimetarskom području, jer su vodeni i eolski intervali debeli 10 do 30 cm (Sl. 209.).

9.1.4.3. Ergovi

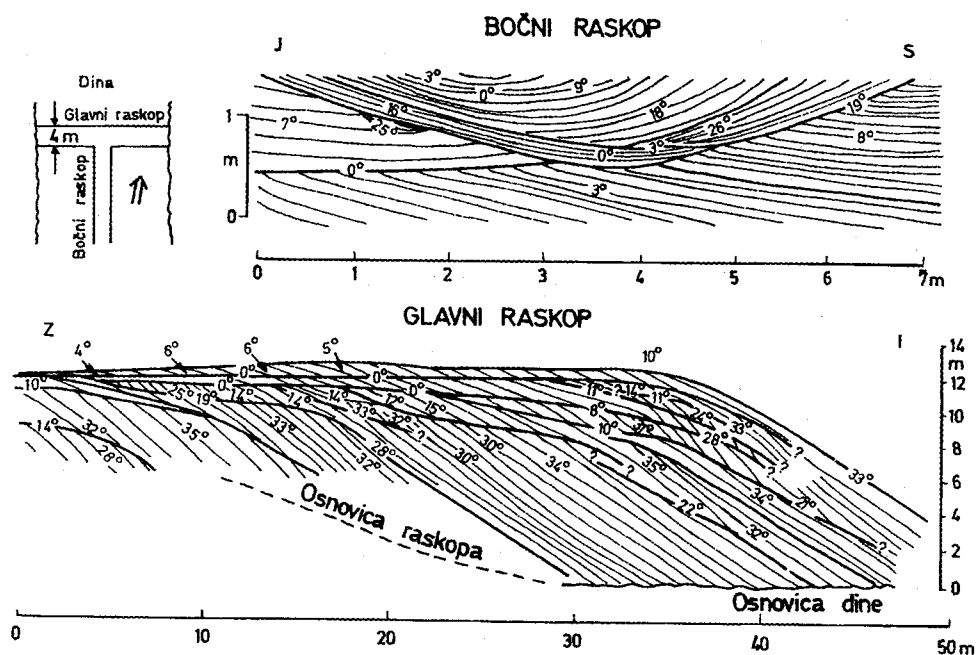
Prostrana područja sa akumulisanim peskom prenetim vetrom zovu se ergovi. Ova mora peska su nazivana pustinjama dok nije shvaćeno da su ergovi delovi pustinjskih prostorija. Oni mogu da prekrivaju i hiljade km² ili da čine samo lokalna nagomilanja peska.

Materijal u ergovima potiče iz susednih suvih plavinskih lepeza i vadija ili direktno iz hamada (kamenitih pustinja). U poslednjem slučaju pesak se nagomilava u vidu tankog pokrivača ili serira u kome je pomešan sa šljunkom. U primorskim pustinjama pesak potiče iz mora.

U ergovima se skoro isključivo nalaze peskovi i alevriti. Peskovi su većinom kvarcni, rede arkozni, obično bez glina i liskuna. Sortiranje je dobro i srednje, a kvarcna zrna su dobro zaobljena i sa karakterističnim matiranim površinama. Karbonatni peskovi su tipični za primorske pustinje.



Sl. 210 - Plan, profil i paleotransport kod uzdužnih (A), poprečnih (B) i barhanskih (C) dina. Glennie, 1970; Galloway i Hobday, 1983, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.



Sl. 211 - Struktura poprečne dine. Brojevi označavaju padne uglove lamina. McKee, 1966, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

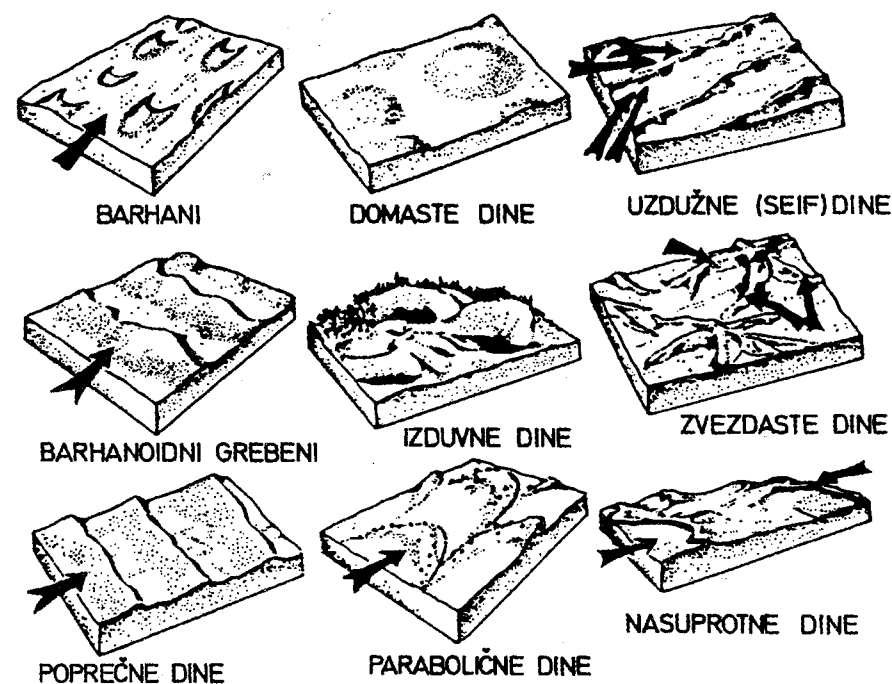
Osnovni mehanizam prenosa materijala u ergu je vetar. Pri tome, sitne čestice, do veličine praha, u atmosferi prelaze u suspenziju i najvećim delom bivaju iznete iz pustinjskih oblasti. Pesak se transportuje saltacijom pri površini tla. Peščana zrna nošena vetrom eroduju i poliraju komade stena na tlu u specifične oblike, koji su poznati pod nazivom ventifakti (ajnkanteri, drajkanteri ili polikanteri).

Ergovi su prekriveni kompleksom akumulativnih oblika: talasa, dina i drasa. Poslednji termin se koristi za ekstremno velike osnovne peščane oblike. Većina ergova sadrži sve pomenute oblike osim pustinja u kojima je prinos peska ograničen. Talasi su decimetarskih dimenzija, dine metarskih do hektometarskih, a drasi hektometarskih do kilometarskih. Najznačajniji oblici u ergovima su razne dine: uzdužne (seif), poprečne, barhanske, parabolične, zvezdaste, prstenaste, piramidalne i druge (Sl. 112, 113, 114, 115, 210, 211 i 212).

U pustinjskim akumulacionim oblicima slojevitost je često teško vidljiva usled dobrog sortiranja sedimenata. U priobalskim dinama ona je nešto vidljivija nego u barhanima, jer je u poslednjim sortiranje materijala savršenije.

Slojevitost u eolskim peskovima javlja se usled malih promena u granulaciji ili vezanosti materijala, a nekada i zbog prisustva gvožđevitih proslojaka i kirasa od karbonata i soli. U primorskim dinama po nekada na površinama slojevitosti ima i biljnog detritusa.

Tipična eolska slojevitost u dinama je pretežno kosa i to krupna, čak veoma krupna, jer debljina jednog seta slojeva može da dostigne i nekoliko desetina metara. To jasno odvaja ovu kosu slojevitost od svih sličnih genetskih tipova. Eolska kosa slojevitost je obično neparalelna, planarna, a često i klinasta.



Sl. 212 - Morfologija eolskih dina u odnosu na smer vetra (strelice), McKee, 1979, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

Slojici su po sastavu homogeni ili imaju obrnuto gradiranje, veoma karakteristično upravo za eolske tvorevine. Donji delovi lamina su sitnozrniji od gornjih.

Padni uglovi kosih slojeva većinom iznose 25-28°, a nalaze se na zavetrenoj strani dina. Manji nagib slojevi imaju u repovima dina i na njihovoj privetrenoj strani, gde imaju suprotne padove pod blagim uglovima do 12°.

Pustinjske tvorevine ponekad imaju crvenu boju i presvučene su pustinjskim lakom.

9.1.4.4. Sabke i plaje

Sabke su pustinjske depresije koje nastaju deflacijom ili tektonski u delovima pustinja gde je prinos peska ograničen, stene podloge ne izbijaju na površinu a nivo

podzemnih voda je na dubini 1 do 2 m (Sl. 204.). U periodima posle kiša pretvaraju se u povremena, obično plitka jezera, koja se brzo isušuju i ostavljaju na površini sabke sloj soli. Njihova veličina iznosi od nekoliko stotina m² do nekoliko hiljada km² (na pr. sabka Lake Eyre u Australiji ima 8.000 km²). Za ove oblike koriste se i drugi nazivi ali je preovladao termin sabka sa Arabijskog poluostrva. Postoje kopnene i primorske sabke, a među prvima se posebno razlikuju one iz severnoameričkih bolsona, koje su poznate pod nazivom plaja.

Za formiranje sedimenata u sabkama najvažnija su dva procesa. Prvi je vezan za povremeni priliv površinskih voda koje sobom donose i mulj. Tako nastaju planarni slojevi debeli samo nekoliko milimetara. Umesto njih u primorskim sabkama formiraju se slojići karbonata.

Drugi proces je evaporacija. Pošto se povremeno jezero potpuno isuši evaporacija se nastavlja tako što se i podzemna voda isparavanjem izvlači prema površini terena kroz kapilarnu zonu. Tim mehanizmom iznose se i soni minerali i deponuju blizu površine. Naročito veliko obogaćivanje sonim mineralima odvija se u primorskim sabkama ispod kojih se u vidu podzemne vode nalazi infiltrirana susedna morska voda, često jako mineralizovana. Evaporacijom se nagomilavaju gips i halit ali mogu da se koncentrišu i drugi minerali. U primorskim sabkama ima i magnezijum karbonata a u plajama čak i borata. Na ovaj način nastaje stub karakterističan za sabke sastavljen od dvočlanih sekvenci u kojima se desetine i hiljade puta smenjuju tanki terigeni ili karbonatni slojevi i znatno deblji slojevi raznih soli.

Od karakterističnih tekstura sedimenti sabki sadrže pukotine isušivanja sa kovrdžavo savijenim glinenim pločicama, zatim velike sone poligone i talasastu slojevitost, koja nastaje od adhezionih talasa ili naknadnom deformacijom slojevitosti.

9.1.4.5. Pustinjski podsistemi

U okviru pustinjskog sistema raspoznaju se tri podsistema: velike pustinje, bolsoni i primorske pustinje. Glavne razlike između ovih podsistema su u prisustvu ili odsustvu četiri osnovne pustinjske sredine i njihovih tvorevina. Tako, velike pustinje sadrže većinom sve glavne sredine ali su velike suve plavinske lepeze reda pojava. Za razliku od njih, u malim planinskim pustinjama S. Amerike, bolsonima, glavnu karakteristiku čine upravo veliki pojasevi suvih plavinskih lepeza, koji su poznati pod nazivom bahada. U njima ni vadi sedimenti nemaju veći značaj, a često ih uopšte i nema. Primorske pustinje imaju ili zone primorskih dina ili prostrane primorske sabke.

9.1.4.6. Nekadašnje pustinje

Pustinjski sistem je sastavljen iz pet osnovnih sredina koje su predstavljene posebnim facijalnim tvorevinama. Kada se te facije nekadašnjih pustinja posmatraju posebno i izolovano, onda u njima teško može pouzdano da se utvrdi fosilni pustinj-

ski sistem. Kada se, međutim, proučava ceo spektar pustinjskih facija u međusobnim odnosima onda nema mnogo teškoća u prepoznavanju ovog sistema.

Pri proučavanju nekadašnjih pustinjskih facija treba imati u vidu sledeće osobine. Suve plavinske lepeze imaju sočivaste diskontinuirane slojeve sastavljene od peska i šljunka i nešto malo od glinovitih proslojaka. Neki slojevi pokazuju gradiranje ali su česti i potpuno nesortirani (tokovi drobine) sa blokovima razne krupnoće. Kosi slojevi manjih dimenzija su česti. - Sedimenti iz vadija sadrže smenu deponata nastalih u vadima i peska prinetog vetrom i to u sekvencama čija se debljina nalazi u decimetarskom području. Setovi planarnih kosih slojeva peščara velikih dimenzija (do 30 m) sa padovima između 20 i 34°, odvojeni graničnim površinama, predstavljaju zaostale zavetrene delove dina. - U sabkama se nalaze slojevi evaporita. Naročito su karakteristične dvočlane sekvence evaporita i finih klastita ili dolomita, zatim pukotine isušivanja, tragovi kišnih kapi, slojići deformisani rastom kristala od evaporitskih minerala i talasasta slojevitost malih dimenzija. - Posebno je upadljiva činjenica da u pustinjskim sedimentima skoro potpuno nema fosila. Samo se u tvorevinama sabki mogu da nađu polen i algalne inkrustacije.

Za sve eolske pustinjske tvorevine karakteristične su neke zajedničke osobine: (1) veliko geografsko rasprostranjenje; (2) eolski paketi mogu da variraju u debljini od nekoliko centimetara do nekoliko stotina metara sa padovima lamina u setovima od horizontalnih do 34°; (3) lamine su obično planarno tabularne sa retkim talasima; (4) pojedine lamine su dobro sortitane a oštrije razlike mogu da se zapaze u granulometriji susednih lamina; (5) veličina zrna obično je od alevrita do grubozrnog peska, a većinom između 0.125 i 0.300 mm, alevrita i glina ima ispod 5% u sedimentu; (6) krupna zrna peska su dobro zaobljena; (7) kvarcna zrna su matirana; (8) generalno nema liskuna i (9) zrna peska često su posledepoziciono presvučena žutim do crvenim skramama od oksida gvožđa (getit ili hematit), ali to nije uvek slučaj.

Na osnovu navedenih osobina peščara iz ranije geološke istorije, a naročito na osnovu njihove superpozicione i prostorne veze sa tvorevinama suvih plavinskih lepeza, vadija ili sabki identifikovani su fosilni pustinjski sedimenti u raznim delovima sveta. U prekambrijskim odeljcima zemljine istorije oni predstavljaju veoma rasprostranjeni tip kopnene sedimentacije, jer tada nije bilo kopnene vegetacije. Iz kasnijeg vremena dobro su poznati pustinjski sedimenti rotligenda srednje i zapadne Evrope, tatarski sedimenti u području grada Perma u Rusiji, jurski peščari Navaho formacije u Utahu (zapadni delovi SAD). Naročito su upečatljivi veliki setovi eolske kose slojevitosti Navaho peščara prema kojima su upadljivo male i figure ljudi.

9.1.5. Lednički sistem

Lednici su prirodna nagomilanja leda koji se kreće pod uticajem gravitacije. Oni nastaju na kopnu kompakcijom i rekristalizacijom čvrstih atmosferilija u onim rejonima u kojima, tokom mnogih godina, količina snežnih naslaga prevazilazi njihov gubitak topljenjem i isparavanjem. Lednici su tako ograničeni klimatskim uslovima

koji vladaju na visokim širinama i u visokim planinskim predelima. Za ove poslednje potrebni su i pogodni topografski uslovi.

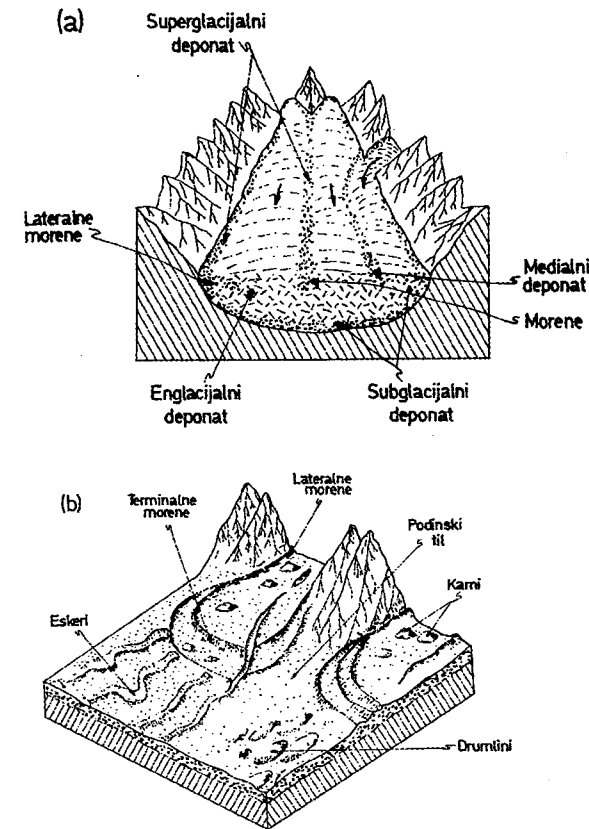
Danas je oko 11% površine zemljinog kopna prekriveno stalnim ledom. Debeo lednički pokrivač zastire Antarktički kontinent (14 miliona km²) i Grenland, a manjih ima na Islandu (11.785 km²), Bafinovim jezerima i Špecberškim ostrvima. Reč je o ledničkim prekrivačima koji su poznati pod nazivom inlandajs. Oni mogu biti debeli nekoliko hiljada metara i nisu zavisni od topografije. Lednika ima i na manjim geografskim širinama u planinskim predelima ali su oni tamo alpijskog ili dolinskog tipa. Iako su neke od tih ledenih reka relativno velike (lednik Fedčenko na zapadnom Pamiru dostiže dužinu od 77 km i debljinu od 550 m), ipak je pod njima mala ukupna površina. - Za vreme pleistocena lednici su imali znatno veće rasprostranjenje. Tada su pokrivali više od polovine S. Amerike, pola Evrope i severni deo Azije. Snažnih glacijacija bilo je i ranije u geološkoj istoriji (mlađi prekambrijum, ordovicijum, karbon i perm).

Proučavanjem lednika bavi se posebna nauka - Glaciologija, koja ispituje i savremene lednike i tragove zaglečavanja iz pleistocena.

Led, kao sedimentološki ambijent, je kristalno telo koje teče i po tome predstavlja jedinstvenu sredinu koja se razlikuje od svih ostalih vodenih i subaerskih sredina. Usled toga iz glacijalnog procesa vode poreklo, možda najheterogeniji sedimenti od svih depozicionih sistema. Slični su samo neki delovi proluvijalnih konusa i morske olistostrome. U ledničkim sedimentima nema ograničenja za veličinu "zrna". Ledom se prenose u isto vreme i sitni klasti i blokovi veći od kuće. Isto tako, u njihovim tvorevinama mogu da se nađu sve vrste stena preko kojih se lednik kreće.

Glacijacija je uvek praćena širokim spektrom sedimenata koji se danas nazivaju drift. Drift obuhvata dve jasno odvojene kategorije tvorevina: til i uslojeni drift. Til je karakterističan, potpuno nesortiran sediment bez slojevitosti. Stariji naziv "morene" danas se upotrebljava samo u morfološkom smislu (bočne, srednje, čeonone i podinske morene). U tilu su blokovi i komadi stena različite veličine uvaljani u glinu i prašinst materijal. Za sve odlomke tipičan je uglast i poluuglast oblik i uglučane površine (facete) često sa strijama. Stratifikovani drift je obično i sortiran. Sadrži pretežno peskove i šljunkove u ispranim deponatima, a alevrite i glinu u glacijalnim jezerima.

Klasti se prenose ledom na četiri različita načina: ispod leda (subglacijalno), u ledu (englacijalno), na ledu (supraglacijalno) i na čelu lednika (proglacijalno) (Sl. 213.). Pri tome, te tvorevine obaraju se ili direktno iz leda ili posredno iz sočnice, odnosno vode koja nastaje otapanjem leda. Subglacijalni i supraglacijalni deponati se nagomilavaju u vidu tila a englacijalni i proglacijalni kao isprani sedimenti ili uslojeni drift. Til nastaje oslobađanjem klasta prilikom topljenja leda pri čemu nema nikakvog njihovog sortiranja. Ponekad, međutim, u telima tila može da bude i manjih sočiva sortiranog peska. Smatra se da do tog lokalnog sortiranja dolazi u tankom sloju vode, koji se formira u podlozi otopljene baze lednika. Sočnica ispira alevrit i glinu iz tila, a mestimično prenosi i krupnije čestice i deponuje razne vrste uslojenog drifta.



Sl. 213 - Shematski dijagrami koji pokazuju (a) gde se u ledniku prenosi sediment i (b) položaj i geometriju sedimentnih tela. Allen, 1970, iz Davisa, 1983.

Til i tilit, kada je til liti-fikovani, - imaju neke specifične osobine po kojima se lako raspoznaju. Pored toga što je neslojevit i nesortiran, til često leži preko uglučane površine sa strijama, zatim sadrži eratičke blokove, koji mogu da potiču i više stotina kilometara dalje od mesta gde su deponovani. Komadi u tilu često su, takođe, uglučani (facetirani) ponekad imaju strije i mogu da budu orijentisani dužom osom paralelno transportu. Rede se zapaža i imbricacija u kojoj komadi dužom osom padaju uz ledenu struju.

Stratifikovani drift, koji se taloži iz sočnice, čini znatno veći deo sedimenata u glacijalnom sistemu od tila. On se nalazi u kamima, kamskim terasama, eskerima i sandrima, koji su poznati pod nazivom glaciofluvijalni sedimenti. Kami su lokalna brežuljkasta uzvišenja od stratifikovanih peskova i šljunkova, koji su istaloženi iz sedimentnih džepova u pukotinama i drugim otvorima u ledu posle njegovog topljenja. Kamske terase nastaju na isti način ali uz bočnu stranu lednika. Eskeri su pravi ili vijugavi grebeni koji mogu biti dugački i do nekoliko stotina kilometara. Sedimenti u njima imaju teksture karakteristične za rečna korita. Smatra se da oni nastaju u subglacijanim tunelima. - Svi ovi sedimenti se lako raspoznaju, jer su sortirani i uslojeni. Obično imaju teksture kličjenja, vijugavu slojevitost i male gravitacione nabore.

Najveća količina raznovrsnog glacijalnog i fluvijalnog materijala nalazi se ispred krajnjih čeonih morena u vidu fluvio-glacijalne lepeze i sandra. Sočnica se tamo proceduje kroz materijal čeonih morena, ispira pri tom til, iznosi iz njega materijal, prenosi ga više-manje nestalnim tokovima i prerađuje. Prvo se talože šljunkovi i peskovi koji, na prvi pogled, liče na taloge običnih plavinskih konusa sa povremenim upletenim tokovima ali materijal, po upadljivoj asimetriji valutaka, svedoči i o svom

glacijalnom poreklu. U nižim delovima lepeze i ispod nje, odnosno u području koje se naziva sandr, taloži se finiji materijal: alevrit i glina. Svi ovi sedimenti su slojeviti, srednje do dobro sortirani sa skromnim spektrom kose slojevitosti. Karakteristično je, međutim, da pojedini slojevi ili njihovi paketi mogu da budu sastavljeni od dobro sortiranih klastita ali je zato, obično, veoma velika promenljivost u srednjem granulometrijskom sastavu u geološkom stubu. Šljunak ima dobro razvijenu imbrikaciju sa padovima uz tok i valucima koji su dužom osom paralelni sa tokom.

9.1.5.1. Periglacialni deponati

Tvorenine nastale glacijalnim procesom nekada bivaju iznete iz okoline lednika i prenete do glacijalnih jezera, lesnih zaravni i glacio-marinskih sredina. U tim sredinama, koje takođe pripadaju glacijalnom sistemu u širem smislu, - nastaju specifični sedimenti.

9.1.5.2. Glacijalna jezera

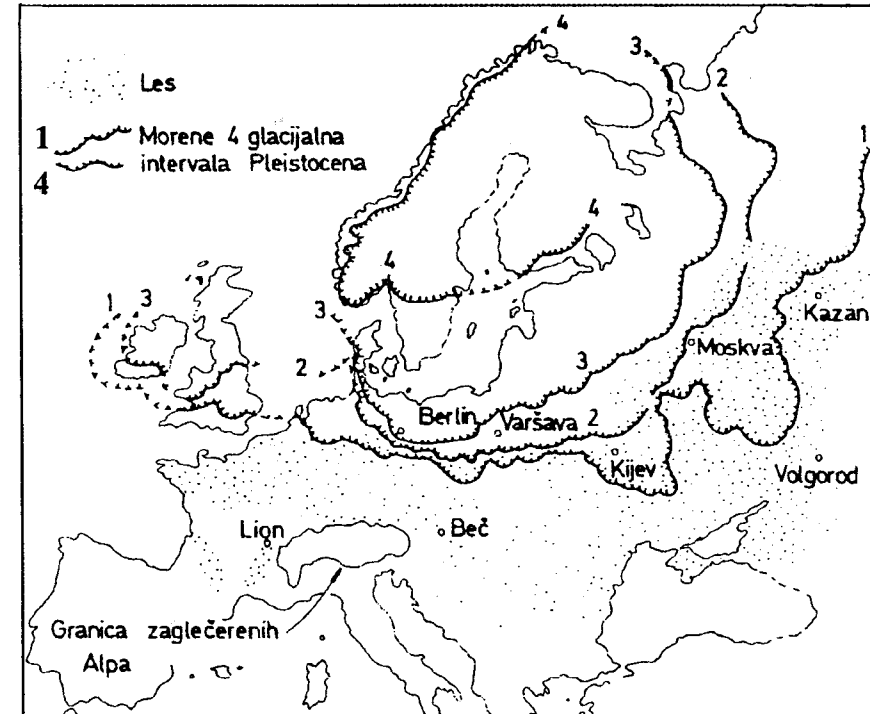
Najznačajnija lednička jezera nalaze se uz čelo lednika. U njima može da se nakupi i znatna količina sedimenata. Uz njihove obale nalaze se dobro uslojeni litoralni peskovi i male delte. Najznačajniji sedimenti ovih jezera su, međutim, sitnozrni muljevi deponovani u vidu trakastih gлина koje se nazivaju varve. Zbog sezonskih promena u sadržaju gлина u suspenziji u sočnici nastaju deblji i grublji slojevi u sezoni proleće - leto a tanji i sitnozrniji slojevi u sezoni jesen - zima. Po tim parovima slojeva lako se raspoznaju glacio-limničke tvorenine, naročito ako se u njima nalaze još i blokovi koji su oslobođeni iz otopljenih ledenih bregova. Značajno je, da u ovakvim jezerima nekada nastaju i jako dobro razvijene delte.

9.1.5.3. Lesne zaravni

U ledničkim regionima i oko njih vetar predstavlja neobično aktivan agens u prenošenju klastičnog materijala glacijalnog porekla. Vetar izduvava pesak i prašinu iz čeonih morena, iz fluvio-glacijalnog materijala i sandra i prenosi ga u bližu ili dalju okolinu. U sandrima peskovi često formiraju neku vrstu dina. Na veće razdaljine prenosi se samo fina prašina, koja se taloži u vidu lesa u lesnim zaravnima i na padinama uzvišenja. Les može da nastane i na drugi način, ali se danas smatra da je njegov najveći deo periglacijalnog porekla. Pri tome, les je toliko specifična tvorenina da se lako raspoznaje i razlikuje od ostalih vrsta sedimenata.

Tipičan ili pravi les je žuta do žuto-siva, rastresita, porozna i sitnozrna, karbonatna i glinasta stena u kojoj preovlađuju čestice sa prečnikom 0,05 do 0,01 mm (koje učestvuju sa 80% i više). Karakteristično je odsustvo krupnih odlomaka stena i makroskopski vidljive slojevitosti. U lesu se često nalaze horizonti karbonatnih konkracija (tzv. "lesne lutkice"). Vertikalne cevčice, koje prožimaju les, omogućavaju mu

da se dugo održava u vertikalnim odsecima. Mineraloški, les je veoma jednorodna stena, jer se sastoji od zrnaca kvarca, gline i karbonata sa primesama hidroksida gvožđa, liskuna i drugih minerala. Lesne serije čine pokrov koji zastire i odražava paleoreljef, a u izvesnoj meri ga i modifikuje. Pravi les čini samo oko 50% lesnih serija, a često je taj procenat i manji.



Sl. 214 - Rasprostranjenje morena tokom glavnih glacijacija u pleistocenu Evrope i terena prekrivenih lesom. Iz Petkovića, 1965.

Pored stena sa osobinama karakterističnim za pravi les, veoma su rasprostranjene i slične tvorenine koje pokazuju znatna odstupanja. U literaturi takve stene se nazivaju lesoidima. Većina istraživača danas ističe potrebu da se jasno definišu i razlikuju les i različiti lesoidi, jer to ima poseban značaj u istraživanju njihove geneze, odnosno, pri utvrđivanju različitog porekla materijala od koga nastaju te tvorenine i raznih uslova sedimentacije.

Les se nalazi na severnoj hemisferi između 55 i 24° severne širine, a na južnoj hemisferi prisutni su lesoidi između 24 i 45° južne širine. Površine, koje prekriva les, međutim, rasporedene su diskontinuirano: u Kini, u srednjoj Aziji, u terenima evropskog dela Rusije, u mnogim delovima srednje i zapadne Evrope, u Severnoj Americi i td. Upadljiva je povezanost terena prekrivenih lesom sa obodima pustinja, zatim sa perifernim oblastima uz pleistocenske glacijacije i sa predgorjima i podnožjima

planinskih sistema u aridnim reonima (Sl. 214.). Upravo ovako rasprostranjenje lesa na Zemlji, po **Nalivkin-u (1956)** delom objašnjava činjenicu da je njegova geneza tu-maćena na različite načine.

O poreklu lesa raspravlja se već više od 150 godina. U toku toga vremena predloženo je preko 50 raznih hipoteza i teorija o postanku lesa u kojima su korišćeni svi egzogeni faktori, delom su uzimani u obzir i endogeni i kosmički faktori i njihova kombinacija. Grubo posmatrano, sva ta mnogobrojna shvatanja o poreklu lesa mogu da se svedu na dve važnije grupe. U prvu grupu spadaju autori koji smatraju da je u transportu čestica, od kojih će nastati les bitnu ulogu imao vetar, a drugoj pripadaju pristalice glaciofluvijalnog porekla materijala u lesu. Većina istraživača, međutim, danas smatra da rečno i deluvijalno poreklo imaju različiti lesoidi, dok pravi les nastaje od materijala koji je prenet eolskim putem. U prilog tome navode se mnogi dokazi sedimentološke, geomorfološke, pedološke i arheološke prirode.

Na eolsko poreklo materijala od koga je postao tipičan les ukazuje niz činjenica:

- (1) Les kontinuirano leži preko raznih elemenata paleoreljefa i menjajući debljinu prekriva rečne terase, dolinske strane i visoka razvođa.
- (2) U lesu se nalaze često takvi minerali kakvih nema u stenama njegove podine.
- (3) Les prekriva u svojoj podlozi raznovrsne stene (kristalaste škriljce, magmatske stene, ultramafite, krečnjake, klastite, i td.).
- (4) Les pokazuje visok stepen sortiranja, jer u njemu izrazito preovlađuju čestice koje po granulometrijskim osobinama spadaju u tipske eolske frakcije.
- (5) Na terenu može da se zapazi veoma karakteristično smanjivanje prečnika čestica idući od izvora materijala. Tako u srednjoj Evropi uz obod pleistocenskog inlandajsa leže peskovi, zatim dolaze peskoviti lesovi i na kraju pravi lesovi, znatno udaljeni od zone nekadašnjih morena.

Navedene činjenice idu u prilog eolskom transportu materijala ali ne govore mnogo o sredini u kojoj je les formiran. O tom bitnom problemu geneze lesa može se zaključiti više na osnovu mineraloških osobina lesa, njegovog rasprostranjenja, fosilne faune i ostatka od flore. Neznatna raspadnutost minerala u lesu, njegovo prisustvo u savremenom umerenom klimatskom pojasu, koji je u pleistocenu bio znatno hladniji, zatim tragovi tankih razgranatih cevčica zaostalih od korenova i stabljika trava i osobine fosilnih kopnenih mekušaca i malih sisara - svedoče da je les nastajao u specifičnim uslovima, kakvi danas na površini Zemlje nisu tako rasprostranjeni kao u vreme pleistocena. Većina autora se slaže da je lesni predeo (ili sredina u kojoj je nastajao les) imao osobine hladne i prohladne semiaridne stepe sa znatnim temperaturnim kolebanjima. Smatra se da ti predeli (zovu ih i "lesne stepe") nisu imali osobine kakve danas karakterišu tipske tundre, stepe ili šumo-stepe, nego

su to više bile stepe koje su preko šumaraka prelazile u tundre, a u zaklonjenim i vlažnim rejonima prelazile su i šumo-stepeke biljne formacije.

Lokalni klimatski i morfološki uslovi i osobine biljnog sveta bitno su uticali na formiranje "lesne sredine". Vetar prenosi pesak na mala rastojanja i to kotrljanjem, ili saltacijom. Prah, međutim, može da bude prenošen veoma daleko (i do nekoliko hiljada kilometara) i na raznim visinama (do 3 km). Do obaranja prašine dolazi zbog lokalnog ili opšteg smanjivanja brzine i turbulentnosti vetra ili zbog pojava vlažnosti. Materijal koji se prenosi na maloj visini i na blisko rastojanje od izvora taloži se brzo, jer vazdušne struje trpe snažan uticaj od strane neravnina u reljefu i od biljnog pokrivača. Onaj materijal, međutim, koji vetar prenosi na znatnim visinama obara se u vezi sa regionalnim slabljenjem snage vetra a povremeno i usled dejstva kiše.

Nakupljanje prašine, koju prenosi vetar, obavlja se u različitim sredinama: na zemljištu, na ledinama, snežanicima, u močvarama, u vodenim basenima, u aluvijonima i td. U zavisnosti od toga ovaj prah ulazi u sastav sedimenata sa različitim genezom (jezerskih, močvarnih, aluvijalnih i drugih). Prašina koja je pala na strme strane reljefa, u kome preovlađuje spiranje, ne ostaje na mestu. Ona biva sprana i mešajući se sa drugim talozima učestvuje u deluvijalnim, proluvijalnim i aluvijalnim tvorevinama. Ovi sedimenti mogu u izvesnoj meri da zadobiju neke osobine po kojima se približavaju lesu, ali uvek imaju i niz drugih specifičnih karakteristika po kojima se razlikuju od pravog lesa. Tako nastaju padinski lesoidi.

Na zaravnjenim površinama razvođa i blagim stranama na kojima je zbog reljefa i biljnog pokrivača, jako usporeno spiranje materijala, nagomilava se prašina doneta vetrom u znatnim količinama. Biljke u takvim slučajevima svojim telima zadržavaju prah i omogućavaju mu da učestvuje u pedogenetskim procesima karakterističnim upravo za ovakvu pravu lesnu sredinu. Od količine prinetog praha i brzine kojom se taloži zavisi i intenzitet pedoloških promena kojima se ovaj materijal izlaže. Ovakav tipičan les formirao se u uslovima pedogeneze pretežno stepskog tipa i uz relativno brzo nagomilavanje eolskog praha koji se samo delimično preraduje pedološkim procesima. Pri tome su sedimentacija i pedogeneza morale biti u određenim optimalnim odnosima. Kada su ti odnosi bili poremećeni prah nije dobio sve osobine lesa. To je bio slučaj pri dugotrajnom i intenzivnom pedogenetskom procesu kada su nastajala zemljišta, ili pri slabljenju tih procesa, usled pojačane aridnosti i povećane brzine prinosa prašine, kada su formirani samo slabo lesifikovani peskovi i gline.

Na niskim terenima, na kojima pored primarnih eolskih sedimenata, mogu da budu naplavljeni i sedimenti s istaknutih delova reljefa, talože se veoma složene lesne serije čiji su stubovi sastavljeni od pravih lesova, fosilnih zemljišta i sekundarnih tvorevina (lesoida). Poslednje se poznaju po tome što vodom naplavljen materijal (deluvijalno-denudacioni, proluvijalno-deluvijalni, denudacioni, soliflukcioni i eluvijalno-deluvijalni), u slučajevima kada je epizodno prinošen, leži u vidu sočiva i proslojaka. Kada je prinošen postepeno, može da bude ravnomerno raspoređen u masi pravog lesa i tada se teško raspoznaje. U nekim slučajevima ovakve sekundarne

tvorevine, zbog izvesnih sličnosti, izjednačavane su sa pravim lesom pa je to uzimano kao dokaz učešća vodenog transporta u genezi lesa.

Po većini današnjih istraživača, za formiranje tipičnog lesa nije dovoljno samo prenošenje materijala eolskim putem, nego i pedogenetski procesi kroz koje prašina zadobija specifične osobine. Ističe se da upravo pedološki procesi daju stenama ove grupe niz svojstvenih litoloških osobina po kojima se one razlikuju i zbog kojih su sve one povezane postepenim prelazima. To su boja, struktura i sastav koloidne frakcije. Ti procesi, takođe, dovode do promena u sastavu nepostojanih i slabo postojanih minerala, zatim do pojave novih minerala i do formiranja novih tvorevina kao što su karbonatne konkrecije u iluvijalnim horizontima. - Kao znaci učešća pedogenetskih procesa u formiranju lesa služe različite organogene šupljine u njemu, zatim kasnodijagenetske krečnjačke konkrecije (lesne lutkice) i prisustvo izvesne količine humusa u lesu. Zbog toga se les može smatrati kao nerazvijeno fosilno zemljište. U tom smislu Gerasimov (1961) je istakao da je eolsko "nakupljanje lesnog materijala uvek i svagde neraskidivo bilo povezano sa pedogenezom". Za razliku od pedoloških procesa na stenama podloge, čija je sedimentacija završena, ovi procesi protiču u uslovima neprekidnog prinosa prašine koja ima postojan sastav i granulometrijske osobine.

Prisustvo horizonata pogrebenih (fosilnih) zemljišta u lesnim serijama je poznata i postojana njihova osobina. Pod takvim zemljištima podrazumevaju se mrko ili crveno obojeni nivoi obogaćeni humusom i glinama, sa izluženim karbonatima, odvojeni među sobom jednoličnim žutim nivoima pravog lesa.

Takva struktura lesne serije dozvoljava da se proces njenog formiranja podeli na dva potpuno različita sedimentaciona perioda. U toku jednoga od njih preovlađivalo je nakupljanje lesnog materijala, a tokom drugog, relativno vlažnijeg, smanjeno je prinošenje lesne prašine i nastajali su horizonti fosilnih zemljišta. Pedogeneza je tada bila praćena intenzivnim rastvaranjem i ispiranjem karbonata u zemljištu što je omogućilo njihovu migraciju i formiranje karakterističnih iluvijalnih horizonata karbonatnih konkrecija smeštenih, obično iznad predhodnog, starijeg nivoa pogrebenog zemljišta.

U proučavanju porekla lesa posebno su interesantna pitanja povezana sa izvorima materijala od kojega je nastao les. Posmatranja pešćanih bura u pustinjama i polupustinjama pokazala su da vetar može da iznese iz njih prašinu potrebnu za formiranje lesa; što je zapazio još Richthofen (1877). S druge strane, poznato je da su periglacialni tereni, posle povlačenja leda, pokriveni osušenim morenama bogatim prašinom koju vetar takođe može da raznosi. Ova dva glavna izvora prašine uputila su Obručev-a (1945) na ideju da izdvoji dva osnovna tipa lesa: "hladni les" - nastao od morenskog materijala i "topli les" - izgrađen od prašine izduvane iz pustinja. - Treba napomenuti, međutim, da les može da nastane i od prašine izduvane iz prostranih aluviona ili iz starijih nekonsolidovanih sedimenata morskog ili nekog drugog porekla.

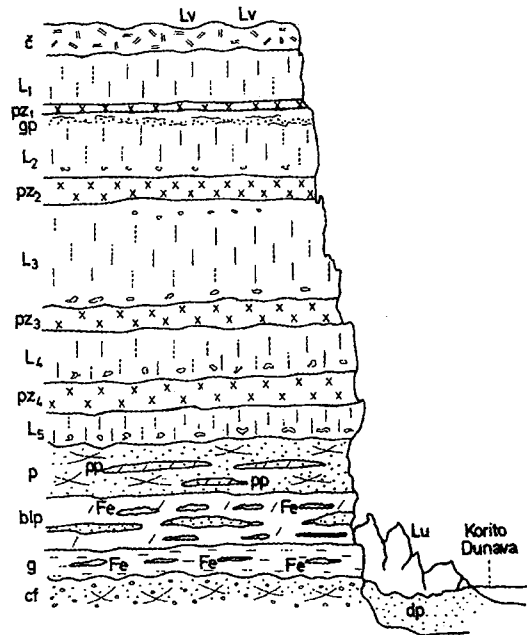
Iz položaja lesa u lesnim serijama i njihovog stratigrafskog proučavanja, konstatovano je da je nastanak lesa u srednjoj Evropi bio obavljen kroz nekoliko faza

koje se generalno poklapaju sa pleistocenskim glacijacijama. Pri tome glavni periodi njihovog formiranja padaju uvek u drugu polovinu maksimuma glacijalnog intervala koji se, po Ložek-u (1966) može zato i nazvati "lesna faza". Po Kukli-u (1961) lesne serije nekadašnje Čehoslovačke nastajale su kroz niz ciklusa u kojima su se određenim redosledom smenjivale faze:

- (1) Pri kraju glacijalnog intervala i u ranim odeljcima interglacijala preovlađuje denudaciono spiranje materijala, slabo raspadanje površinskih delova starijeg lesnog niva ili nastaju slabo razvijene crnice.
- (2) Tokom interglacijala obavlja se intenzivno raspadanje površinskih delova starijeg lesa, formiranje mrkih i crvenkastih zemljišta.
- (3) U početnim fazama novog glacijalnog intervala, kada se smenjuju toplije i hladnije epizode, prekida se formiranje crnica usled jačeg spiranja materijala ili sedimentacije lesa.
- (4) Pri kraju početne faze glacijalnog intervala nastaju tanki nivoi eolskih alevrolita kao markirajući horizont.
- (5) U toku prelaza ka maksimumu glacijacije formiraju se ritmično-slojevita zemljišta.
- (6) Za vreme glacijalnog maksimuma nastaje les.

U poslednjoj fazi formirala se osnovna masa pravog lesa. Les je nastao, međutim, i tokom predhodnih faza (3, 4 i 5), samo je on male debljine i pokazuje izvesna facijalna odstupanja od tipskog lesa. Veoma je interesantna činjenica da je les najbolje poznat iz pleistocena i pliocena. Geološki stariji les je nepoznat, zato što je njegova geneza uslovljena postojanjem travnatog pokrivača a on se pojavio tek u miocenu.

Les ima znatno rasprostranjenje i u našoj zemlji, naročito u terenima koji pripadaju Panonskom basenu i njegovom obodu. Tu on nema obeležje jedinstvenog pokrivača nego je rečnim dolinama raščlanjen u niz lesnih zaravni ili platoa; to su banatska, telečka, titelska, baranjska i sremska zaravan. Po južnom obodu Panonskog basena lesne serije prekrivaju uzan pojas između Beograda i Đerdapa. Posebno detaljno proučen je les sremske zaravni (kod Zemuna, Sl. 215.), titelske zaravni i les u okolini Beograda, ali su i u tim terenima najslabije istražene njegove sedimentološke osobine. Les u Jugoslaviji bolje je proučen u stratigrafskom, morfološkom, hidrogeološkom i inženjersko-geološkom pogledu (Laskarev 1922, 1951; Milojević 1949, 1950; Marković-Marjanović 1950, 1966., i dr.).



Sl. 215 - Profil lesnog odseka na obali Dunava u Zemunu. Legenda: (odozgo naniže) Lv - lesne vrtače, č - černozjom, L₁ do L₅ - horizonti kopnenog lesa, pz₁ do pz₄ - horizonti pogrebenih zemalja, gp - umetak glinovitog peska u drugom lesu, p i pp - prelesni pleistocenski pesak sa peščarskim konkrecijama, blp - barski les i pesak, Fe - proslojci limonita, g - glina, cf - slojevi i peskovi sa *Corbicula fluminalis* (interglacijacije Mindel - Ris), Lu - lesne urvine, dp - recentni dunavski pesak. Debljine: č - 1.00 do 1.30 m, L₁ - 2.50, pz₁ - 0.30, gp - 0.30, L₂ - 3.00, pz₂ - 1.50, L₃ - 5.50 do 6.00, pz₃ - 1.00, L₄ - 3.00, pz₄ - 1.00 do 50, L₅ - 0.80 do 1.85, p i pp - 0.25 do 2.50, bpl - 50 do 3.00, g - 0.50 do 1.00. Tekst i debljine po Laskarevu, 1926; grafička interpretacija Stevanović, 1974.

9.1.5.4. Glaciomarinke sredine

U periarktičkim oblastima sa kopna prekrivenog ledom spuštaju se ledeni jezici sve do morskih obala, kao što je to slučaj na Antarktiku, Grenlandu i Špicberškim ostrvima. Oni nose sobom glacijalne klaste od kojih se jedan deo taloži odmah uz obalu, gde ove ledene reke ulaze u more. Ovi sedimenti jako su slični tiliu po strukturi i heterogenoj mineralogiji ali imaju i specifične osobine. Mogu da sadrže morsku faunu a delom su i uslojeni (tzv. uslojeni til). Zatim, mogu da sadrže teksture kliženja i tečenja koje nastaju za vreme ekstremnog nagomilavanja sedimenata na nagibima morskog dna. S druge strane, od lednika se na obali otkidaju ledeni bregovi koji plivaju u morskoj vodi i tako raznose deo englacijalnog materijala. Topljenjem tog leda oslobađa se stenski sadržaj, koji pada na morsko dno u mekane muljne sedimente u obliku manjih ili većih fragmenata i blokova (tzv. dropstons) - oni se mešaju kao materijal potpuno stran morskim tvorevinama i formiraju glaciomarinke sedimente.

9.1.5.5. Glacijalni podsistemi

Glacijalni sistem ima nekoliko podsistema: dolinski, inlandajski, glacio-lakustrijski, glacio-marinski i lesni. Glavne razlike između podsistema su u njihovim

dimenzijama i glavnim sedimentnim sredinama. Inlandajski ima džinovske dimenzije i nema bočnih i srednjih morena. Dolinski podsistem je ograničenih dimenzija, čak i kad je u pitanju njegova varijanta supodinski lednik. Izdužen je i ima bočne i srednje morene. U oba ova podsistema najvažniji agensi su led i tekuća sočnica. Glacio-lakustrijski i glacio-marinski podsistemi sadrže materijal glacijalnog porekla odložen u jezerskoj ili morskoj sredini. U lesnom podsistemu glavni agens je vetar koji odnosi fini materijal daleko od lednika i morena.

9.1.5.6. Nekadašnji glacijalni sedimenti

Zahvaljujući poznavanju savremenih lednika i glacijalne sedimentacije i studijama dobro očuvanih tragova velikih pleistocenskih zaglečavanja, danas dosta dobro znamo te procese i kriterijume po kojima se oni raspoznaju.

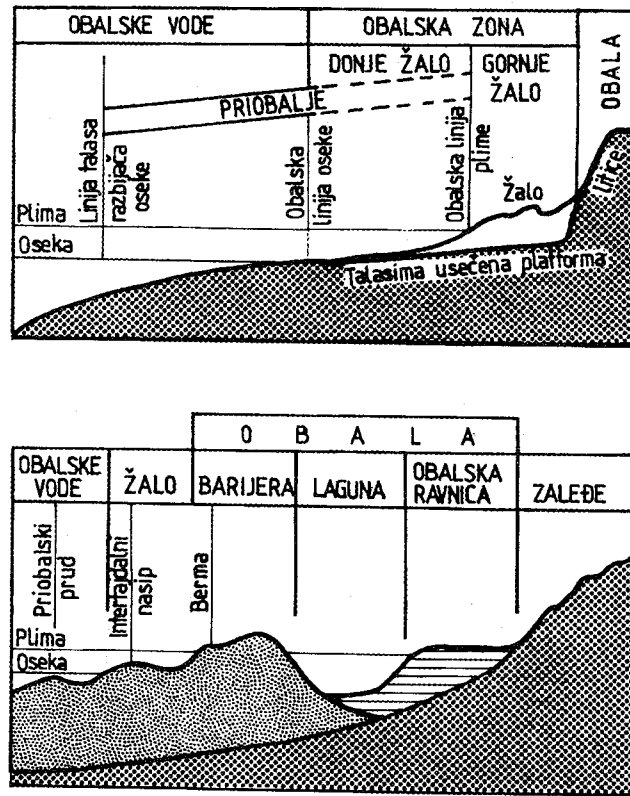
Među svim nekadašnjim glacijalnim sedimentima najsigurnije se prepoznaju tiliti. Oni obično leže preko uglučane površine sa strijama i imaju specifičnu granulometriju, sortiranje, oblik fragmenata, strukturu, petrološki sastav, geometriju i dimenzije jedinica. Važno je, posebno istaknuti da nije ispravno ako se svi nesortirani klastiti (polimiktini brečo-konglomerati ili diamiktiti) smatraju za ledničke sedimente. Za mnoge takve "tilite" kasnije je utvrđeno da imaju drugo poreklo. Dosta dobro mogu da se utvrde i glacio-marinski sedimenti po prisustvu uslojenih tilita, morskih fosila u njima i dropston blokova. Svi ostali glacijalni i periglacijalni sedimenti nemaju nikakvih specifičnih osobina po kojima bi moglo biti sigurno utvrđeno njihovo poreklo. To važi čak i za trakaste jezerske varve, jer i ta vrsta tvorevina mogla je nastati i na drugi način. - Može se konstatovati da nekadašnje glacijacije mogu da budu sigurno konstatovane samo na osnovu identifikacije tilita. Uz njih se onda otkriva i fluvioglacijalna, eolska i glacio-lakustrijska priroda susednih tvorevina.

Pored jako rasprostranjenih glacijalnih i periglacijalnih sedimenata iz pleistocena, koji su veoma dobro razvijeni i u našim krajevima (na pr. na Durmitoru), - fosilni lednički sedimenti su otkriveni u srednjem i mladom prekambrijumu S. Amerike i S. Evrope (Gnejso, Sturia i Varangian); gornjem ordovicijumu S. Afrike, Australije i Škotske; karbonu i permu J. Afrike, Indije, Antarktiku, Australije i J. Amerike. Naročito veliko rasprostranjenje imala je upravo karbonsko-permska glacijacija na Gondvani.

9.2. PRELAZNI ILI MEŠOVITI DEPOZICIONI SISTEMI

Zona u kojoj se dotiču more i kopno karakteriše se složenom geografijom i izložena je dejstvu raznovrsnih agenasa, pa su i sedimenti koji tu nastaju veoma različiti i nose osobine morskih i kopnenih uticaja. Ta zona odgovara litoralnom regionu i obično se definiše kao prostor između najvišeg nivoa plime i najnižeg nivoa oseke. Prelazni sedimenti, međutim, nisu ograničeni samo na tu zonu nego se javljaju i nešto iznad nje, odnosno sve tamo dokle dopiru uticaji olujnih i uraganskih talasa, - i nešto ispod nje.

Na Sl. 216., izložena je podela i terminologija obalske zone.



Sl. 216 - Terminologija obalske zone. Selby, 1985, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

U geološkoj literaturi se za region, koji se nalazi pod uticajem plime i oseke, upotrebljava i anglosaksonski termin tajdal, koji je ušao u široku upotrebu. Ovde je, međutim, umesto njega korišćen termin "plimatski" a kada je reč o posebnim specifičnim uticajima plime i oseke oni su nazivani "plimski" i "osečni".

Zbog velike raznovrsnosti mešovitih depozicionih sistema biće izloženi samo glavni među njima, koji i u sedimentima geološke prošlosti imaju veći značaj. Reč je o sistemima: delta, estuara, plimatskih ravnica, žala, barijernih ostrva i laguna.

9.2.1. Deltni sistem

Delti sistemi su predstavljeni veoma složenim i heterogenim geološkim telima koja su manjim delom kopnena, a većim delom podvodna. Nastaju na ušćima gde se rečna voda sukobljava sa stajaćom vodom mora ili jezera i to od materijala rečnog porekla. Značajno je, pri tome, da je prinos materijala veći i brži nego što mogu da ga raznesu lokalni procesi transporta.

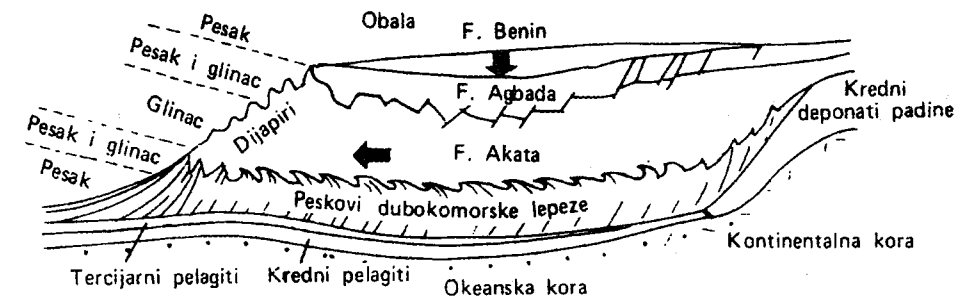
Delti geološka tela mogu biti dosta malih dimenzija, kao što je slučaj s većinom jezerskih delta, - ali mogu da zahvataju u prostoru i hiljade km² i da imaju debljinu nekoliko kilometara. Tako delta Ganga i Bramaputre ima površinu od 60.000 km², a delta Nigera 28.000 km².

Delti sistemi su rano zapaženi. Prema obliku sličnom grčkom slovu "delta" nanosima na ušću Nila Herodot je dao taj naziv još 400 god. pre Hrista. Ozbiljno proučavanje delta počelo je sa poznatom Gilbertovom studijom Bonevilskog jezera u SAD (1885, 1890). On je utvrdio da tamnošnje pleistocenske delte imaju tri dela: gornji (*topset*), prednji (*forset*) i donji (*bottomset*), među kojima je naročito upadljiv i značajan srednji deo. Ovaj jednostavan model delte dugo se održao. Ispitivanja delte Misisipija (Trownbridge, 1930; Fisk, 1944; Shepard i dr., 1960) pokazala su znatna neslaganja sa Gilbertovom deltom, pa je u literaturi počeo da prevladuje model delte Misisipija. Tek polovinom sedamdesetih godina utvrđeno je da ni taj model nije dovoljno reprezentativan, jer se kompleks delte razvija pod različito izraženim uticajima rečne i basenske vode i obuhvata sedimente, koji nastaju u dvanaestinu različitih sredina koje su genetski međusobno povezane. Po tome delte spadaju u najkomplikovanije od svih depozicionih sistema.

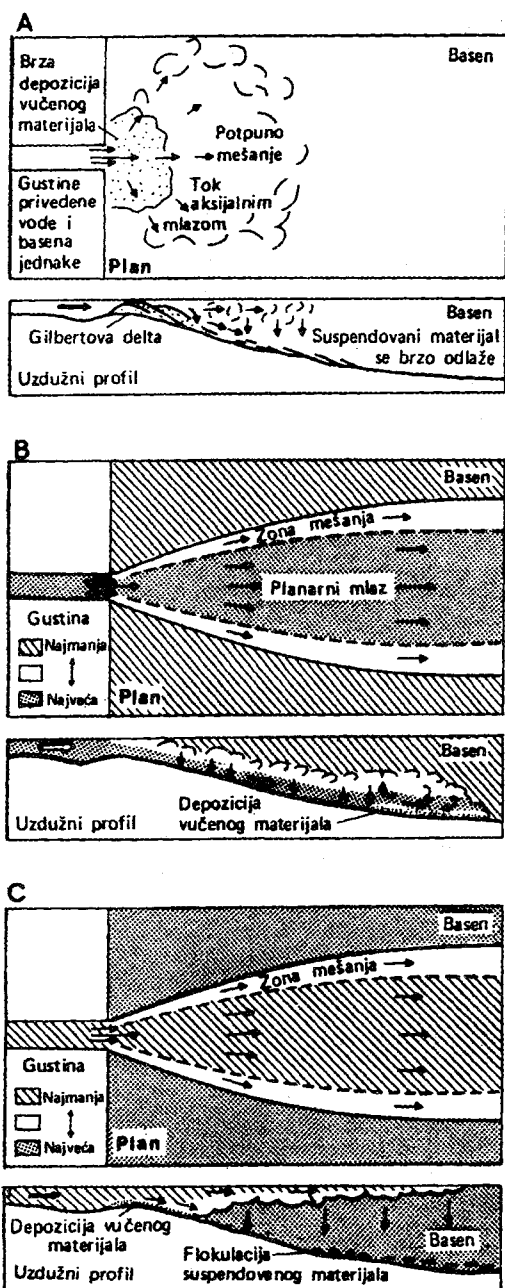
9.2.1.1. Procesi i tipovi delta

Glavni faktor koji određuje da li će na ušću neke reke nastati delta je odnos između količine sedimenta koja dolazi rekom i vrste i intenziteta energije, koja tu prevladuje. Ima i drugih faktora među kojima je veoma uticajan tektonski okvir.

U globalnom rasporedu velikih svetskih delta zapaženo je da njih po pravilu nema na kolizionim granicama velikih ploča. Smatra se da je to zato što uz ovakve granice obično nema niti većih drenažnih rečnih sistema, niti širokog i plitkog šelfa, koji jako pogoduju razvoju deltnog sistema.



Sl. 217 - Uzdužni profil delte Nigera sa prodeltom (F. Akata), čelom delte (F. Agboda) i površinom delte (Fm. Benin), uz progradaciju preko sistema podmorskih lepeza. Dužina profila oko 300 km, debljina oko 8 km. Burke, 1972, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

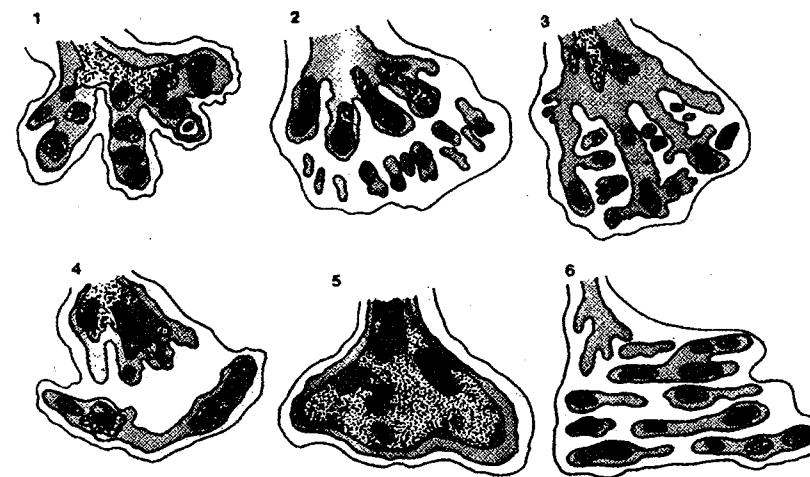


Sl. 218 - Vrste interakcija između rečne vode sa sedimentom i vode u basenu, određenih relativnom gustinom vodenih tela: A - homopiknalni, B - hiperpiknalni i C - hipopiknalni tok. Fisher et al., 1969, Bates, 1953, iz Reading-a, 1978.

Prinos sedimenata i po količini i po veličini zrna zavisi u prvom redu od klime i količine vode u drenažnom basenu. Humidna klima ima za posledicu postojane tokove sa većom količinom vode i sa znatnim učešćem peskova i suspendovanog materijala. U tropskim uslovima s intenzivnim hemijskim raspadanjem u rekama se nalazi i visok sadržaj rastvorenog materijala. Sve to dovodi do relativno ustaljenog sistema meandarskih kanala u deltama. U aridnim i arktičkim uslovima atmosfere su sporadične, a vegetacija siromašna, što u deltama stvara uslov za upletene rečne kanale sa velikom količinom materijala koga reka trakciono vuče po dnu.

Litologija, raspored, orijentacija i geometrija sedimentnih tela iz raznih sredina deltnog sistema, nastaju kao posledica složene interakcije niza činilaca. Važniji među njima su: klima, količina vode u reci, vrsta i količina sedimenata u reci, gustina vode u basenu, talasi, plimatska kretanja, struje, vetrovi, nagib basenskog dna, geometrija basena i tektonika. Svi ovi faktori mogu da budu promenljivi i po kvalitetu i po intenzitetu uticaja.

Kada na ušću, rečna voda sa sedimentima uđe u telo stajaće vode način njihovog mešanja zavisi od razlika u gustini rečne, jezerske ili morske vode. Na to utiču temperatura i salinitet vode i količina sedimentnog materijala u toku. U principu, po Bates-u (1953) mogu da nastanu tri tipa mešanja: hiperpiknalno, homopiknalno i hipopiknalno. U prvom slučaju gušća voda iz toka ulazi u basen pri dnu njegovog vodenog stuba i u vidu mutnog toka razliva se ka dubljim delovima basena. Na ovaj način nastaju podmorske lepeze, a u vreme visokih stadijuma vode u rečnom toku mogu da se talože i peskovi na čelu delte. Kada vode rečnog toka i basena imaju istu gustinu (homopiknalni tok) naglo se gubi prenosna snaga, sedimenti se brzo obaraju na ušću i nastaju elementi klasične Gilbertove delte (Sl. 218.). Tako se formiraju delte u jezerima. - U većini morskih delta rečni tok ima manju gustinu zbog saliniteta i niže temperature morske vode. Usled toga, blizu ušća se odlažu samo krupnozrnije sedimentne frakcije, a sav ostali materijal raznosi se po basenu u vidu površinskih radialnih mlazeva. Suspendovane čestice iz njih flokulacijom se obaraju na okolno morsko dno. Na osnovu multivariacionog statističkog proučavanja većeg broja savremenih delti, u kojima je uzeto u obzir oko 400 parametara Wright i dr. (1974) utvrdili su da postoji šest raznih tipova delti (Sl. 219.). Oni genetski mogu da se svedu samo na tri glavna tipa, koji nastaju pod dominacijom reka, talasa i plime na čelu delte. Jasno se ističu na ternarnom dijagramu Galloway-a (1975) i u stvari, predstavljaju tri podsistema delti kojima se u poslednje vreme, pridodaje još i podsistem plavinske delte.



Sl. 219 - Modeli delti zasnovani na multivariacionoj analizi parametara sa velikog broja savremenih delti. Pojačavanje tona boje odgovara povećanju debljine peska. Uslovi; 1. niska energija talasa, plimatski raspon i slabo raznošenje sedimenata, mali nagib padine i malo finih sedimenata; 2. niska energija talasa, visok plimatski raspon, obično slabo raznošenje sedimenata, uzan basen; 3. srednja energija talasa, visok plimatski raspon, slabo raznošenje sedimenata, plitak stabilan basen; 4. srednja energija talasa, mali nagib, mali prinos sedimenata; 5. visoka i postojana energija talasa, slabo raznošenje sedimenata, strm nagib; 6. visoka energija talasa, jako raznošenje sedimenata, strma padina. Coleman i Wright, 1975, iz Reading-a, 1978.

9.2.1.2. Elementi delte

Napuštanjem modela Gilbertove delte nije napuštena i generalna podela tela delte na tri glavna dela koja se razvila iz proučavanja delte Misisipija (Fisk i dr., 1954). Ta tri dela su: deltna ravnica, čelo delte i prodelta (Sl. 219.).

Deltna ravnica je u stvari ceo topset klasične delte koji obuhvata niz kopnenih i podvodnih sredina najvišeg dela delte. U pitanju su rukavci sa bočnim peščanim nasipima, prolomi sa peščanim prolomskim kupama, blatišta, močvare, slatkovodna jezera, morski zalivi između rukavaca i peščani prudovi uz obale deltne ravnice.

Čelo delte zahvata gornji deo klasičnog forseta. To je relativno uzan, ali veoma strm deo podvodne padine delte. U njemu se nalaze: deponati peščanih prudova, ušća rukavaca, prstasti prudovi, distalni prudovi i peščani prudovi čela delte čiji postanak, osobine i raspored su vezani za vrstu interakcije između rečnog toka i basenske vode.

Prodelti pripadaju donji delovi klasičnog forseta i ceo botomset, odnosno cela padina čela delte. To je najdublji i najprostraniji deo delte, koji većinom leži ispod talasne baze i sadrži homogenu i laminirane muljeve nastale iz suspenzije u deltnim vodama. Reč je o glinama, alevritičnim glinama i alevritima sa karakterističnom tankom laminacijom i bioturbacijama. Alevritični slojevi mogu da imaju talasnu laminaciju, asimetrične tragove talasa i jako finu gradaciju. Dalje od čela delte preovlađuju laminirane gline. Česti su fragmenti školjaka i biljni detritus. Muljevi prodelte prelaze postepeno i neosetno u slične šelfne sedimente. - U ređim slučajevima u gornjim delovima prodelte ima i značajnih horizonata peskova sa asimetričnim talasnim tragovima kakve je Van Straaten (1959a) opisao iz delte Rone.

9.2.1.3. Deltni podsistemi

U zavisnosti od dominacije uticaja reka, talasa i plime razlikuju se tri deltna podsistema. Njima se pridodaje i četvrti podsistem plavinske delte.

9.2.1.3.1. Delte sa dominacijom reka

U delovima basena u kojima su slabi talasi, plima i prioblatske stuje dolazi do izražaja transportna energija reke. Tada se u delti razvijaju različite karakteristične rečne depozicione sredine: bočni nasipi, podvodni nasipi, ispune kanala i prudovi ušća rukavaca. Naročito značajni su ovi poslednji. Snažan prinos materijala u deltu omogućava brzo pomeranje njene ravnice i njenog čela prema moru, odnosno - progradaciju. S razvojem progradacije nagib rečnih rukavaca se sve više smanjuje. U takvom stadijumu, za vreme velikih voda, lako može da dođe do provala vode kroz prolome u bočnim nasipima rukavaca. U podnožju proloma nastaju prolomske peščane kupe, a voda kroz otvor proloma nalazi najkraći put do mora, odnosno do zaliva između rukavaca. Stari rukavac se napušta, a prolom se postepeno pretvara u novi rukavac. Tako dolazi do velikih skretanja rečnih rukavaca, do brzog nagomi-

lavanja materijala u području novog rukavca i formiranja nove subdelte. Novi rukavac tokom vremena i sam postaje dovoljno dugačak i zaravnjen i može da bude napušten.

Ovaj podsistem je izražen u vidu dva tipa delti, što zavisi od postojanosti rečnog toka. Kada reka ima stalan protok vode sa velikom količinom materijala u suspenziji onda na njenom ušću nastaje delta tipa "ptičija noga" (s malim brojem rukavaca, linearnih peščanih tela i izdvojenim prudovima rukavaca). Reke sa promenljivom količinom vode i karakterističnom većom količinom sedimentata, koji se prenose trakcijom pri dnu, - imaju generalan lučni izgled sa većim brojem privremenih rukavaca, sa sedimentima grubljih zrna i sa prudovima ušća rukavaca povezanih sa bočnim peščanim listovima. - Dobri primeri dva pomenuta tipa nalaze se u delti Misisipija (savremena i faza Lafourche).

9.2.1.3.2. Delte sa dominacijom talasa

Na obalama, koje su pod snažnim udarima talasa, sedimenti prudova ušća rukavaca bivaju stalno preraspoređivani u niz superponovanih obalskih prudova. Oni mogu potpuno da dominiraju u unutrašnjoj geometriji deltnih tvorevina u konačnoj sedimentnoj sukcesiji. Peščana tela u njima su orijentisana paralelno s obalom za razliku od delta sa dominacijom reka u kojima su ta tela skoro upravna na obalu. Tipičan primer ovakvog tipa je delta Sao Francisko u Brazilu (Coleman i Wright, 1975).

9.2.1.3.3. Delte sa dominacijom plima

U deltama, u kojima su plimatski talasi veliki i pri tome, jači od energije reke i talasa, ali i od povratnih struja oseke veliki deo deltne ravnice potpada pod uticaj plime. Tada nastaju: prostrana plimatska ravnica, nepravilni i prstasti plimatski peščani prudovi, plićaci, ostrva i plimatski kanali. Rukavci mogu da sadrže dobro sortirane peskove a velike količine alevrita i glina prelivaju se iz njih u susedne močvare za vreme velikih plima i poplava.

9.2.1.3.4. Plavinske delte

Plavinske delte nastaju na mestima na kojima se rečni tok spušta sa istaknutog planinskog reljefa neposredno do obalske zone jezera ili mora. Za njihov razvoj potrebni su i veliki gradijent rečnog toka i značajan prinos materijala. Opšti oblik delte je lepezasti klin ili prizma sa grubim, uglavnom nezrelim klastitima. Za subaerski deo ove delte važi sve što se zna o humidnim i aridnim (prolujivajnim) lepezama sa pretežno upletenim tokovima. Ovaj deo delte postepeno prelazi u pretežno morske obalske sedimente, odnosno prelazne zone. U tim žalima šljunak ima pljosnatu formu, imbricaciju u smeru kopna i izgrađuje jasno izdvojene slojeve a peščana prelazna zona je sastavljena od žala, obalskih prudova i laguna. Dalje, u pravcu mora,

nastaje podvodni deo plavinske delte. On je predstavljen sedimentima padine i šelfa. Padinski deponati većinom su od sočivastih slojeva sa nepravilno raspoređenim telima mulja, peska i šljunka. Karakteristično je da konglomerati iz ove zone imaju mnogo matriksa i muljnu potporu.

9.2.1.3.5. Deltni ciklus

Delte se, po Scruton-u (1960), razvijaju ciklično i to smenjivanjem dveju faza: konstrukcione i destrukcione.

U konstrukcionoj fazi aktivna progradacija prema moru dovodi do toga da muljevi prodelte bivaju prekriveni alevritima i peskovima čela delte, a preko ovih pretežno se razvijaju peskovi ušća rukavaca i konačno tvorevine deltne ravnice među kojima su naročito upadljive one, koje su nastale u močvarama. Na ovaj način nastaje jedna od najkarakterističnijih osobina deltne sedimentacije - sekvenca sa pogrubljavanjem materijala na gore.

Kada formiranjem većeg proloma dođe do napuštanja i bočnog pomeranja glavnog rukavca (procesa poznatog pod nazivom avulzija), onda prestaje priliv materijala u dotadašnju subdeltu, pa u njoj otpočinje destrukciona faza. Najviši slojevi subdelte tada bivaju napadnuti talasima i strujama i mogu biti delom razneti a delom potpuno prerađeni. Jače izraženi procesi kompaksije dovode i do lokalnih transgresija.

Deltom ciklusu odgovara geološki stub čija se debljina kreće od 50 do 150 m. U pojedinim slučajevima ciklotema može da bude i veća. Takvi mega ciklusi nekada se sastoje od ciklusa nižeg reda, koji odgovaraju progradaciji pojedinačnih rukavaca ili prolomskih kupa. Oni takođe, postaju grublji nagore a debeli su od 2 do 14 m.

Ovako opisan deltni ciklus je idealizovan i odnosi se pretežno na delte sa dominacijom reka. Ciklični procesi u drugim deltnim podsystemima slabije su poznati, jer je manje proučena i njihova unutrašnja geometrija.

Najveći nedostatak koncepcije o deltnim ciklusima u ovom momentu je činjenica da razni delovi delte mogu da budu u raznim stadijumima njenog razvoja.

9.2.2. Nekadašnje delte

Raspoznavanje nekadašnjeg deltnog sistema nije jednostavan posao i nikako ne može da se izvede samo na jednom izdanku. To ne znači, međutim, da je to i izuzetno težak zadatak. Zbog dimenzija delti i njihove kompleksnosti najpouzdaniji način se zasniva na proučavanju horizontalnih i vertikalnih odnosa facija. Drugim rečima, fosilne delte se sigurno identifikuju samo geološkim kartiranjem i snimanjem geoloških stubova na izdancima ili na jezgrima bušotina. U poslednje vreme, u tom poslu, mnogo se koristi i metoda kompleksnog geofizičkog karotaža, jer su nekadašnje delte veoma značajni izvori nafte, gasa, uglja i drugih sirovina.

Glavni kriterijumi za prepoznavanje nekadašnjih deltnih sistema su sledeći. Opšti oblik delte je sigmoidalan klin ili sočivo ili razdužen sistem klinova. Delti talože većinom su veoma debeli (nekoliko stotina do nekoliko hiljada metara). Oni sadrže velike količine peščara i/ili alevrolita. Sedimentne teksture ukazuju na to da su grubi klastiti pretežno plitkovodni i transportovani trakcijom. U manjoj meri oni su taloženi u dubljoj sredini mutnim tokovima. Paleotransport je generalno lepezast. Peščana tela su raspoređena prstasto ili lučno. U pelitskom donjem delu morskih delti nalazi se morska a u gornjem delu brakična i slatkovodna fauna i kopnena flora. Velika količina biljnog detritusa u sedimentima, zatim, pojedinačni slojevi i paketi slojeva uglja veoma su karakteristična osobina deltnog sistema.

Postoje i druge osobine nekadašnjih deltnih sistema, ali su one specifične za grupe ili pojedinačne podsysteme.

U sedimentima delta sa dominacijom reka, zatim, sa dominacijom talasa i u tvorevinama plavinskih delti nalaze se upadljive dekameterske do hektometerske sekvence koje pogrubljavaju nagore. To je jedna od najkarakterističnijih osobina sedimenata u pomenutim podsystemima. Sekvence većinom počinju laminiranim glincima, često bogatim organskom materijom ali samo retko fosilnim ostacima. Iznad njih je smena glinaca i alevrolita ili sitnozrnih peščara sa malim tragovima talasanja i bioturbacijama. U sredini se nalaze najgrubozrniji članovi sekvence: koso slojeviti peščari i konglomerati plavinskih delti; koso slojeviti peščari s osobinama tela priobalskih prudova iz delta sa dominacijom talasa; ili smena alevrita i peščara sa tragovima talasanja i kašikastom kosom slojevitošću kanalskog porekla iz delta sa dominacijom reka. Od organskih ostataka nalaze se samo fragmenti mekušaca i transportovani detritus ljuštura i biljnih ostataka. Sekvence se završavaju heterogenim tvorevinama: peščarima i alevrolitima kanalskog i prolomskog porekla; močvarnim glincima i ugljevima; fosilnim zemljištima; i sitnozrnim klastitima iz napuštenih delova delte i međukanalskih zaliva. U poslednjim tvorevinama nekada ima slojeva sa ljušturama školjaka, zatim mnogo njihovog detritusa, glaukonita i bioturbacija. Često su ovi poslednji delovi stuba i mineraloški i strukturno najzreliji u sekvenci.

Zbog sličnosti u načinu pojavljivanja, veoma je značajno da se utvrde razlike između prethodno prikazane deltne sekvence i sedimenata koji nastaju u priobalskim prudovima, barijerskim prudovima ili u potopljenom žalu. Najveće razlike su u grubozrnim gornjim članovima ciklusa. U deltama pretežno sadrže strmije kose slojeve sa unimodalnim transportom a u barijerama i na žalu kosi slojevi imaju manje padne uglove, koji reprezentuju površine talasne akrecije i imaju bimodalan ili slučajan raspored paleotokova. Delti sistemi, zatim, imaju slabije sortiranje, manje tragova bioturbacija, konvolutnu slojevitost u najvišim horizontima prodelte i slojeve uglja u gornjim delovima sekvence, kojih nema u barijerskim prudovima i sekvencama potopljenih plaža.

Do sada je poznato malo primera nekadašnjih delti sa dominacijom plimatski uticaja uglavnom zbog činjenice da su one teške za prepoznavanje, jer nijedna njihova osobina nije jako specifično "deltna". Na njih mogu da ukažu kombinacije

tekstura karakterističnih za plimatske ravnice, slojevi uglja u gornjem delu sekvence i naročito, izrazito, povećana debljina dobro sortiranih i koso slojevitih pešćarskih tela oko nekadašnjeg ušća glavnog rečnog rukavca.

Karakteristično je da je do sada među nekadašnjim deltnim sistemima prepoznavao, gotovo, isključivo podsistem sa dominacijom reka. Moguće je, međutim, da su mnoge sekvence koje su opisane kao obalski prudovi i plimatske ravnice, - u stvari nastale u deltama sa dominacijom talasa i plima.

U geološkoj literaturi pozanti su mnogobrojni deltni sistemi. Opisani su iz ordovicijuma centralnih Apalača (Horowitz, 1966), zatim iz devona Engleske (Allen, 1962), i Apalača (Barell, 1913; Friedman i Johnson, 1966) i iz gornjeg karbona SAD i Evrope. Naročito su dobro proučene delte iz karbona zbog velikih rezervi ugljeva, koje su istraživane bušenjem. U Engleskoj, takve delte su u severnom delu centralnog Panoinskog basena (Haslingden Flags i Kinderscand Grint sistemi) i u severnom Devonšajru (Bidefort grupa), po Collinson-u i Bangs-u (1975). Dosta delti konstatovano je u kredi Brazila (Murphy i Schlanger, 1962), Engleske (Taylor, 1963) i SAD (Hubert, 1972), ali su posebno detaljno proučene neogene delte iz celog sveta. Neke od njih su još uvek aktivne, kao što je slučaj sa deltom Nigera.

9.2.3. Estuarski sistem

Estuari su rečna ušća u kojima morska voda ima manji ili veći uticaj. Ime su dobili od latinske reči aestus, što znači plima i oseka. Pored tipičnih manje-više levkastih estuara u širem smislu, ovom sistemu pripadaju još fjordovi i limani koji predstavljaju posebne podsisteme. Fjordovi su estuari sa strmim stranama, koje su ranije usečene dolinskim lednicima. Sada se odlikuju jako sporom sedimentacijom, često sa eusinskim uslovima i malim potencijalom očuvanja. Limani su estuari koji su poprečnim prudom delimično ili potpuno odvojeni od mora. Fjordovi i limani ovde se ne razmatraju.

Zbog prelaznog kopneno - morskog položaja estuara u njima dolaze do izražaja različiti procesi koji su međusobno u interakcijama. Prvenstveno, oni potiču od kretanja slatke rečne vode i plimatskih uticaja ali i Koriolisov efekat i snažni i dugotrajni vetrovi mešaju se dosta u estuarsku dinamiku. Detaljna proučavanja kretanja vode u estuarima širom sveta pokazala su, međutim, da svaki od pomenutih procesa može da zahvati neki estuar u različitoj meri. Oni, pri tome, bitno utiču na sedimentaciju.

Kada se imaju u vidu priroda i prostorni odnosi zona sa slatkom i slanom vodom i njihove mešavine u estuaru onda se mogu razlikovati njihova tri osnovna tipa: dobro stratifikovani, delimično mešan i homogeni estuar (Pritchard, 1955).

Dobro stratifikovani estuari su koji pri dnu imaju izdvojen stalni klin slane vode i slabo mešanje između slane i slatke vode. U njima dominira protok rečne vode. Delimično mešani estuari nastaju usled turbulentnog kretanja slatke i slane vode izazvanog jačim plimatskim strujama. Salinitet vode u njima se povećava prema moru, ali je površinska voda uvek manje slana nego pri dnu. Homogeni estuari imaju

dobro izmešanu vodu, jer nastaju tamo gde je plimatska aktivnost jača nego dotok rečne vode.

Za sedimentaciju u estuarima široko otvorenih ušća posebno je značajno da se u okviru njihove hidrodinamike uvek u donjem delu vodenog stuba formira privremeno sočivo nepokretne ili skoro nepokretne vode. Konstatovano je da je to ravnotežno sočivo vode u estuaru u stanju da zauzme tri različita položaja (Berthois, 1958). Može da se nalazi znatno uzvodno od morske obale u estuarima slanih reka i jakih plimatskih uticaja. Zatim, može da bude malo uzvodno od morske obale u rekama, koje nose promenljivu količinu vode i pri visokom vodostaju. I, konačno, može da leži u obalskoj zoni u rekama koje imaju postojanu količinu vode pri visokom vodostaju. - U slučaju kada je nepokretno sočivo izvan obalske zone razvija se delta.

U pomenutom sočivu vode, koje opstaje 8 do 10 sati, i pored njega, odvija se karakteristična estuarska sedimentacija. Najgrublji rečni materijal, šljunak i pesak, kotrljanjem i saltacijom dospeva samo do gornje granice sočiva. Sitnije čestice se obaraju iz vodenog toka u zoni nepokretnog sočiva a jedino najfiniji suspendovani materijal dospeva i do mora.

U estuarima, generalno se razlikuju tri depozicione sredine koje karakteriše posebna morfologija, dubina i kretanje vode, struktura i tekstura sedimenata. To su: dna kanala, plimatski prudovi i marginalne zone, za koje se vezuju i manji zakloni i prostrane plimatske ravnice.

Na dnu kanala nalaze se grubozrni sedimenti: šljunak, koso slojeviti pesak, muljeviti pesak, često sa manje ili više ljuštura od mekušaca, komada drveća i bioturbacijom. Na plimatskim prudovima nalaze se koso slojeviti peskovi, alevriti i muljevi, često sa dosta detritusa od biljaka. Karakteristično je da se zone laminiranih stena u stubu smenjuju sa tankim zonama (1 do 10 cm) nelaminiranih. U marginalnim zonama se talože ili peskovite ili muljevite tvorevine, što zavisi od vrste klastita koje se prinose i snage talasa. U marginalnim zaklonima sedimenti su obično jako predaeni bioturbacijom dok su muljevi sa plimatske ravnice redovno dobro laminirani.

Poseban tip sedimentacije opisan je iz širokih estuara sa suženim ušćima, koji predstavljaju prelazne oblike prema limanima. U njima plimatske struje obavljaju veliki rad čak i kada plimatski talas nije jako značajan. Zbog suženog ušća estuara plimatske struje u njima dobijaju ubrzanje i veću prenosnu snagu u oba pravca tako da lako nose i čestice peska. Njihova snaga, međutim, naglo opada na stranama estuarskog ušća i formiraju se dve plimatske delte: uzvodna plimska i nizvodna osečna.

Plimatske delte imaju izgled lepeze i pretežno su sastavljene od peska. Pri tome, plimatska delta ima širok blag nagib i plitak bifurkacioni kanal približno na sredini lepeze. Kanali za oseku su razvijeni na bokovima lepeze i obično su duboki. Delta oseke je pod uticajem talasa i priobalskih struja i zbog toga je ona ili manja od prethodne ili ima jedan lučni prud na čelu ili se široko razvija prema moru u vidu prostranih pešćanih tela upravnih na obalu. Na ovim deltamama se nalazi veoma složen sistem pešćanih talasa u kanalima i na susednim plimatskim pešćanim prudovima. Smenjuju se i po veličini i po izgledu: od linearnih talasa do planarnih slojeva iz

gornjeg režima toka i retkih antidina na plimatskim deltama, od velikih do malih, od onih nastalih plimskim do onih nastalih osečnim strujama. Svi ti oblici mogu da se nađu zajedno. To omogućava da se u sekvenci zapaze veoma složene kombinacije kose slojevitosti.

Sedimenti u estuarima su pretežno sastavljeni od mineralnih zrna u peskovima (kvarc, feldspati, teški minerali), zatim od različitih glina, autigenih komponenata i biogenih tvorevina. Biogeni ostaci su česti u estuarima ali se ističu samo tamo gde je priliv neorganskog materijala nedovoljan. Predstavljani su u obliku ljušturinih banaka (većinom ostrejskih), ljušturnog lag zaostatka ili slojeva treseta. Fauna je mešana, što zavisi od preovlađivanja slatkih ili slanih uslova u vodi. Značajno je da u sedimentima obično ima i trulih ili poluraspadnutih organskih materija.

Teksture u sedimentima estuara su slične kao u plimatskim ravninama. U peskovima se ističe krupna kosa slojevitost poreklom od peščanih talasa i kanalskih dina. Ona prelazi u male tragove talasa sa loše izraženim bimodalnim padovima. Muljevi su laminirani.

U savremenim sedimentima estuara bušenjem je utvrđeno da se smenjuju metarske sekvence. Među njima vlada prilična raznovrsnost pa još nije utvrđena neka opšta pravilnost u smeni tih sekvenci nižeg ranga u krupnijim estuarskim sekvencama. Jedan od takvih primera poznat je iz estuarske plimatske delte Ossabow Sanda u SAD (Greer, 1975). Preko sedimenata šelfa leži planarno koso slojeviti pesak dna estuara; zatim kanalski lag od šljunka i ljušturnog detritusa, deponati dna korita i kanalskog pruda (1. krunozni planarni koso slojeviti peskovi; 2. laminirani mulj; 3. muljeviti krupnozni pesak sa bioturbacijama; 4. talasna slojevitost i 5. planarni koso slojeviti peskovi sa muljnim valucima); muljeviti pesak sa bioturbacijama iz plitkog korita i tvorevine plimatske ravnice i slane močvare.

9.2.4. Nekadašnji estuari

Na osnovu generalnih osobina estuara i načina akumulacije sedimenata u njima smatra se da te tvorevine imaju dosta visok potencijal očuvanja. Navodi se čak, da se i lako raspoznaje njihova estuarska priroda. U tom pogledu ističe se nekoliko korisnih kriterijuma.

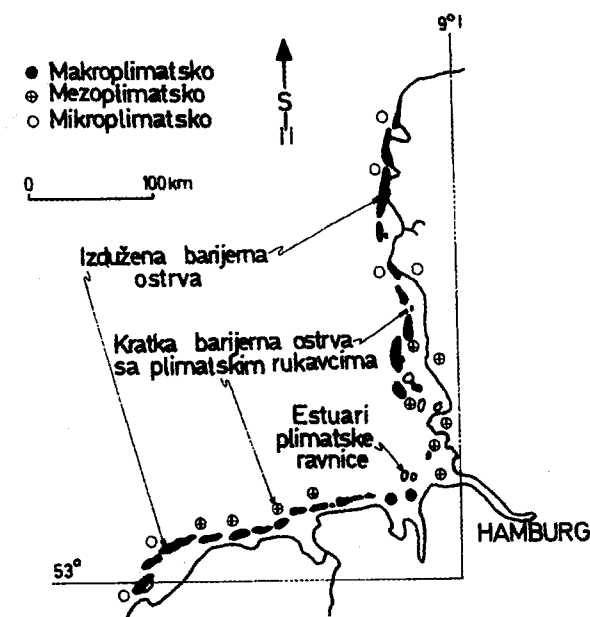
Jedan od glavnih dokaza estuarskog porekla nekih sedimenata je opšta geometrija njihovog geološkog tela. Ona se otkriva uz pomoć izrade litofacijalne ili geološke karte. Drugi važni kriterijumi su: (1) bimodalne direkcione teksture paleotokova u prostorno bliskoj vezi; (2) mnogobrojne reaktivacione površine koso slojevitih paketa; (3) sekvence malih (od dm do m) dimenzija sa smenjivanjem sedimenata nastalih u različitim uslovima paleotransporta; (4) i ostaci morske, brakične i slatkovodne faune i njihova mešavina.

Kod traganja za nekadašnjim estuarskim sedimentima treba imati u vidu i činjenicu da estuari, kao i jezera, imaju kratak geološki život.

U literaturi ima jako malo opisa estuarskih sedimenata iz geološke prošlosti. Potpunije su obrađeni eocenski estuar iz donjih Bagshat slojeva u Londonskom basenu i gornjokredni iz Fall River formacije rejonu Black Hills u SI Vajomingu (SAD). Takvo stanje je u nesrazmeri sa novim shvatanjima o tome da postoje estuarski sedimenti, da oni mogu biti dosta značajne tvorevine i da postoje velike mogućnosti da se one i očuvaju. Smatra se da je taj nesklad prouzrokovan činjenicom, što mnogi estuarski sedimenti nisu prepoznati već su pripisani drugim sistemima. To naročito važi za sedimente deltnih sistema, jer se uzima da je gotovo svaka delta u početku prošla estuarski stadijum.

9.2.5. Sistem plimatske ravnice

Plimatske ravnice su niski zaravnjeni delovi obalske zone sa slabo izraženim reljefom. Zbog toga se one nalaze obično na ravničarskim obalama i pod direktnim uticajem plime i oseke. Za vreme plime one su pod vodom, a za vreme oseke su kopno. Na njima se talože pretežno sitnozrni sedimenti: muljevi (gline i alevriti) i sitnozrni peskovi. Raspon plimatskog talasa, odnosno rastojanje između nivoa najviše plime i najniže oseke, neposredno utiče na dimenzije plimatske ravnice. Plimatski raspon od 2,5 do 4 m na obali Severnog mora (Sl. 220.) omogućava održavanje plimatske ravnice široke do 7 km, a u nekim severnim delovima Zutog mora raspon od 5 m prati plimatska ravnica široka 25 km.



Sl. 220 - Odnosi između plimatskog raspona i obalske morfologije u zapadnoj Evropi. Hayes, 1975, izmenjeno iz Reading-a, 1978.

Postoje tri tipa savremenih plimatskih ravnica: zaštićene barijernim ostrvima, u zaleđu zaliva i nezaštićene, odnosno otvorene prema moru. One se razlikuju međusobno uglavnom po uticaju talasa na sedimentaciju. Taj uticaj je izražen bolje samo u nezaštićenim plimatskim ravnica.

Glavni agensi u plimatskim ravnica su plimatska kretanja morske vode, talasi i aktivnost organizama. Plimatski talas donosi sobom terigeni materijal i raznosi ga po ravnici. Organizmi zaštićuju taloge od spiranja, prerađuju sedimente i proizvode fekalne peloide.

U plimatskim ravnica nalaze se tri pojasa: niski, srednji i visoki. Po Klein-u (1972) oni imaju sledeće osobine.

Visoka plimatska ravnica dospeva pod vodu samo pri visokim plimatskim talasima. U umerenoj klimi tu se nalaze slane močvare sa glinovitim peskom ili alevritom sa nodularnom slojevitosti. U aridnoj klimi, zbog rasta kristala evaporita, slojevitost je razorena ali ima dosta glinenih valutaka i pukotina isušivanja.

Srednjoj plimatskoj ravnici pripada područje koje je potopljeno normalnim plimatskim talasima. Prinos materijala se odvija pridnenim transportom i u suspenziji. Razlikuju se muljevite, mešane i peskovite sredine plimatske ravnice u zavisnosti od taloga koji se pretežno u njima deponuje. U muljevitim ravnica preovlađuju slojevi mulja sa pojedinačnim tankim slojevima peska i umerenom do jakom bioturbacijom. Mešanu plimatsku ravnici karakteriše flazer (ili koso slojevitasta) i sočivasta slojevitost pešćanih i muljevitih tvorevina. Bioturbacija je umerena do jaka. Peskovite plimatske ravnice sadrže paralelno laminirane sitnozrne peskove često sa intervalima kose slojevitosti malih dimenzija. Nekada se zapažaju i teksture tipa riblje kosti. Bioturbacija je većinom slaba. - Od tekstura u ovom pojasu ima: tragova kišnih kapi i leda, pukotine isušivanja, erozioni oblici, tragovi života i sl.

Niska plimatska ravnica većinom je pod vodom, jer se otkriva samo pri najznačajnijim oseka. U njoj je glavni pridneni transport materijala. Preovlađuju pešćani talasi i dine, teksture riblje kosti i jednosmerna kosa slojevitost sa reaktivacionim površinama. Česti su tragovi spiranja nastali oticanjem vode. Karakteristično je povećanje zrna prema basenu.

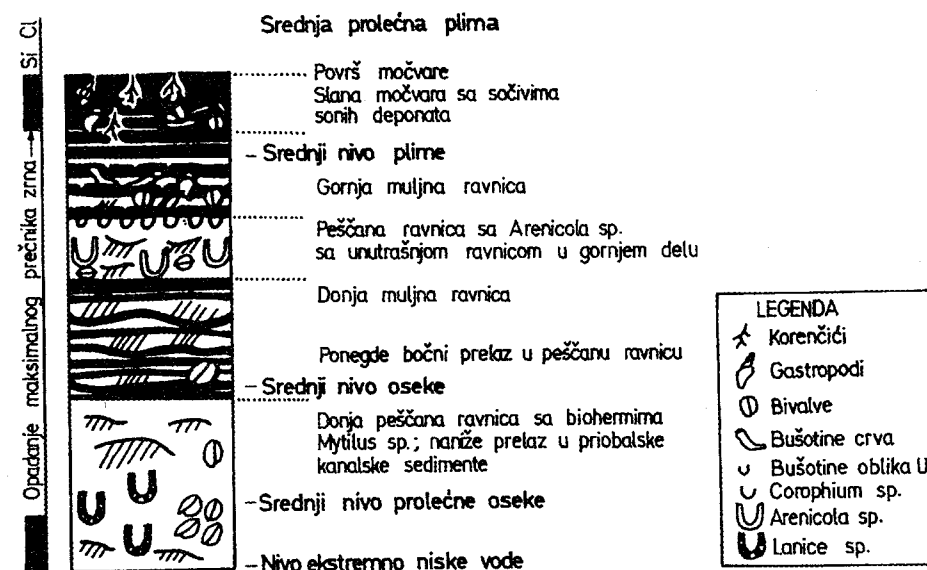
U plimatskim ravnica jasno se raspoznaju dve glavne sedimentacione sredine: plimatski kanali i ravnice između kanala.

Plimatski kanali su erozioni - akumulacioni oblici koji čine upadljivu mrežu na plimatskoj ravnici. Po njima, morska voda sa plimom brzo prodiru u ravnici a sa osekom se povlači. Oni nisu stabilne forme reljefa nego meandriranjem bočno migriraju pa se otuda, naročito za vreme oseke, u njima odvijaju procesi koji su vrlo bliski rečnim. Sedimenti kanala su obično grublji od tvorevina okolne plimatske ravnice. Oni sadrže glinovite valutke, zatim lag, pretežno sastavljen od fragmenata skeleta morskih beskičmenjaka i tvorevine meandarskog rta. Ovi poslednji su ili od peskova ili od smene muljeva i peskova. U peskovima je česta talasna ili kosa laminacija u setovima debelim nekoliko decimetara. Kada preovlađuje pesak ističe se karakteristična flazer laminacija a kada ima više mulja, pesak se javlja u vidu izolovanih talasastih tragova i sočivaste slojevitosti. Dvosmerno kretanje struja za vreme plime i

oseke prerađuje krupne oblike dna, tako da nastaju setovi kose slojevitosti sa bimodalnom orijentacijom.

Međukanalski delovi plimatske ravnice prekriveni su morskom vodom samo za vreme plime. Uvek sadrže finije sedimente od onih koji se nalaze u kanalima. Pri tome, ravnice sa peskovima pretežno su vezane za mezo i makroplimatske obale. Muljne ravnice i mešovite muljno - peskovite nalaze se po periferiji Severnog mora. U ovim poslednjim nalaze se debeli paketi paralelno laminiranih muljeva sa tankim proslajcima peska. Slojevitost je često oštećena bioturbacijom. U pešćanim plimatskim ravnica obično je kosa kašikasta laminacija malih dimenzija, a na mešovitim karakteristična je talasasta, sočivasta i flazer laminacija.

Vertikalni redosled sedimentata, koji nastaju u plimatskoj ravnici, većinom je progradacioni sa smanjenjem zrna nagore. Tada, kao što je to slučaj u savremenim plimatskim ravnica oko Severnog mora, sekvence se sastoje: dole, od peskova niske ravnice, zatim dolazi smena peskova i muljeva srednje ravnice i muljevi visoke ravnice. Iznad poslednjih nekada se nalaze sedimenti slanah močvara. Redi su slučajevi transgresivnih (retrogradacionih) sekvenci. U ovima dole nalaze se gline, potom slede muljevi, muljevi i peskovi i na kraju peskovi. Ovakav redosled, međutim, ograničen je samo na donje delove većih sekvenci. Debljina sekvenci je različita, neki smatraju da zavisi od plimatskog raspona, a iznosi od samo nekoliko do više metara.



Sl. 221 - Uopštena stratigrafska sekvence sedimentata sa progradacione plimatske ravnice, The Wash. Evans, 1975, iz Davis-a, 1983.

Raspoznavanje tvorevina nastalih u nekadašnjim plimatskim ravnica zahteva analizu, ali na osnovu skupa od nekoliko osobina može da se izvede dosta

pouzvano. Geološka tela, koja nastaju u ovim uslovima, su pločasta do klinolika, izdužena paralelno sa obalom i sa lokalnim rasprostranjenjem, jer su poprečno segmentirana rečnim tokovima ili zalivima. Većinom su debela nekoliko metara. Sastavljena su od glina, alevrita i sitnozrnih peskova siliciklastičnog sastava. Karbonati vode poreklo samo od ljuštura mekušaca. Od tog materijala sastavljene su sekvence u kojima se obično smanjuju zrna nagore. Karakteristične teksture su: asimetrična kosa laminacija malih dimenzija, flazer, sočivasta i talasasta slojevitost, zatim pukotine isušivanja i razni tipovi bioturbacije. Upadljivi su tragovi prekida u sedimentaciji i slabe erozije. Od organskih ostataka nalazi se biljni detritus rasut u gornjim slojevima sekvenci, ljuštura od puževa i školjaka i tragovi bušenja. Ove tvorevine u geološkom stubu zauzimaju karakterističan položaj između kontinentalnih i morskih sedimentata. Obično leže preko koso slojevitih peskova plimatskih delti ili sublitoralnih estuara (Sl. 221.).

Plimatske ravnice danas su vezane za šelfna mora ili za široke stabilne obale. Savremeni sedimenti plimatskih ravnica i uslovi njihovog nastanka naročito dobro su proučeni na holandskim, nemačkim i engleskim obalama Severnog mora.

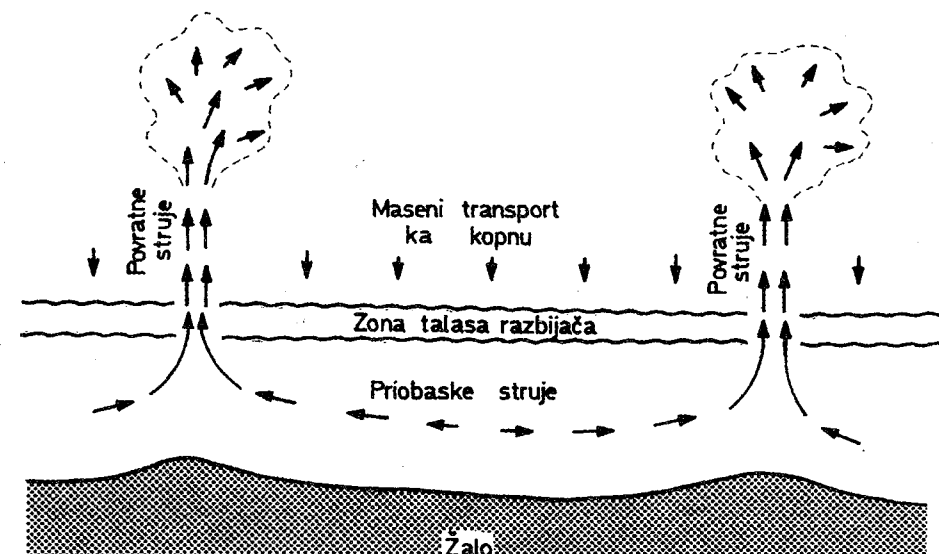
Poslednje dve decenije u literaturi je opisano dosta primera nekadašnjih plimatskih ravnica. Delimične preglede tih materijala dali su Ginsburg (1975) i Klein (1972). Među najbolje opisane fosilne sedimente plimatskih ravnica spada donja jura ostrva Bornholma u Danskoj. Po Sellwood-u (1972) u donjem delu interplimatske sekvence se nalaze sitno do srednjozrni peščari sa raznim tipovima kose slojevitosti. Ima i kose slojevitosti tipa riblje kosti, reaktivacionih površina na mega talasima i plimatskih erozionih kanala zapunjenih deponatima bočne akrecije. Veći, ostali deo sekvence je od sitnozrnih peskova sa nešto gline i veoma jasnom flazer i sočivastom slojevitosti. U gornjem delu stuba ima i uglja.

9.2.6. Sistemi žala i barijernih ostrva

Glavni sistemi klastičnih linearnih morskih obala su žala i barijerna ostrva. To su relativno dugačke, pravolinijske akumulacije. Često se javljaju pored velikih delti ali i potpuno nezavisno od njih. Oba ova sistema su paralelna s obalom ali se razlikuju po tome, što su žala uvek naslonjena direktno na kopno a barijerna ostrva su odvojena od kopna plitkim lagunama i po pružanju izdvojena poprečnim plimatskim rukavcima.

Žala i barijerna ostrva nastaju tamo gde su uspostavljeni: postojan prinos peska, upadljiv rad talasa uz ograničen mezo i mikroplimatski uticaj i to na umereno stabilnim obalama sa malim gradijentom površine.

Osnovni agens u formiranju žala i barijernih ostrva su talasi, koji prenose i akumuliraju materijal na tri različita načina: (1) približavanjem obali oni se transformišu u talase koji prenose pesak, (2) usled talasanja nastaju priobalske struje koje, takođe, transportuju pesak, (3) povremeno se menja režim talasa usled smene lepog vremena i oluja.



Sl. 222 - Priobalski cirkulacioni sistem koji nastaje pod uticajem talasa, plan. Shepard i Inman, 1950, iz Readinga, 1978.

Talasi se menjaju približavajući se obali i pri tome nastaju karakteristične zone sa različitim oblicima talasa i njihovim mehaničkim posledicama. To su: zona građenja talasa, zona talasa razbijača, zona udarnih talasa i zona zapljuskivanja. U basenu talasi su sinusoidnog ili spiralnog oblika. Zatim oni u prvoj zoni postaju pojedinačni i ritmično pomeraju pesak prema obali ili ga u manjoj meri vraćaju natrag. U drugoj zoni, talasi se ustrmljuju i prelamaju, pri čemu pomeraju krupnije čestice paralelno s obalom i to saltacijom po eliptičnim putanjama. Finiji klastiti tu prelaze u suspenziju. U zoni udarnih talasa oni se pretvaraju u plitke, skoro ravne oblike koji se brzo translatorno kreću prema obali. Pri dnu, oni prenose krupnija zrna a finozrniji materijal je u kratkotrajnoj suspenziji. Deo sitnozrnijeg materijala se vraća prema moru. Konačno, u zoni zapljuskivanja svaki talas plitko i brzo nadire na kopno a zatim se vraća prema moru. U toj zoni dominira transport peska pri dnu.

Talasi generišu nastanak važnih priobalskih struja, među kojima se razlikuju dve grupe. Jednoj pripadaju povratne struje, koje su povezane sa slabijim strujama paralelnim sa obalom, a drugoj glavne priobalske struje. Ove poslednje nastaju usled kosih udara talasa u obalu i dovode do jednosmernog pomeranja zrna klastita (Sl. 222.).

Vreme uveliko utiče na rad talasa na plažama i barijernim ostrvima. Kada je vreme lepo, talasi imaju male amplitude i velike raspone. Usled toga na gornje žalo postepeno se prenosi pesak koji većinom tu i ostaje zbog slabih povratnih struja. Za vreme oluja, međutim, talasi imaju mali raspon, veću amplitudu i energiju. To jako smanjuje prinos sedimentata na žalo a povratne struje, čak odnose i ono što je tamo nakupljeno za lepog vremena. Tako se u "plažnom ciklusu" smenjuju faze agradacije tokom lepog vremena i degradacije u olujama.

U plažama i barijernim ostrvima klastiti su dobro sortirani. Otuda peščane plaže imaju samo malo alevrita i šljunka, a šljunkovite jako malo peska.

Klastiti u žalima i barijernim ostrvima potiču iz susjednih reka, zatim sa lokalnih klifova i rtova, iz priobalja (sa dubine 10 do 20 m) i od karbonatnih ljuštura životinja, koje naseljavaju priobalje.

9.2.6.1. Žala

Žalo je sastavljeno od nekoliko karakterističnih delova na kojima vladaju određeni hidrodinamički uslovi i nastaju sedimenti s različitim teksturama. Na kopnu se nalazi zona primorskih eolskih dina a zatim prema moru se smenjuju: gornje žalo (bekšor), donje žalo (foršor), potopljeno žalo i prelazna zona iza koje nastaje priobalje. Donje i gornje žalo odvojeni su niskim grebenom, koji se naziva berm (Sl. 223.).

Gornje žalo nalazi se u supralitoralalu između linije do koje dopiru samo naj snažnije plime i olujni talasi i gornje linije normalnih plima. Donje žalo je u mezolitoralalu a potopljeno u sublitoralalu. Ovo poslednje leži ispod srednjeg nivoa oseke a iznad baze talasanja karakteristične za lepo vreme.

Primorske dine su smeštene na kopnu izvan domašaja mora. One nastaju tamo gde se suši pesak gornjeg žala pa ga vetrovi lako prenose u zaleđe plaže. Ove dine imaju sve karakteristike eolskih dina.

Na gornjem žalu, u sedimentima se javlja slabo izražena horizontalna laminacija mestimično s umetnutim tankim slojevima, koji imaju talasne tragove. U donjem žalu, koje se uglavnom poklapa sa zonom zapljuskivanja, - dominira horizontalna laminacija sa padom od 2-3° prema moru. Ove lamine su veoma često u mm-cm parovima: u donjoj lamini nalaze se sitna zrna teških minerala, a gore krupnozrni kvarc. Potopljeno žalo prate različite tekture: planarna i kašikasta kosa slojevitost, sitno talasasta slojevitost, paralelna laminacija sa padovima prema moru, ali u peščanim nasipima i prema obali. Sem toga, ovde se javlja i niz karakterističnih organoglifa: *Skolithos*, *Rosselia*, *Diplocraterion*, *Ophiomorpha*, *Asterosoma* i dr., koji ukazuju na znatnu preradu sedimenta bioturbacijom.

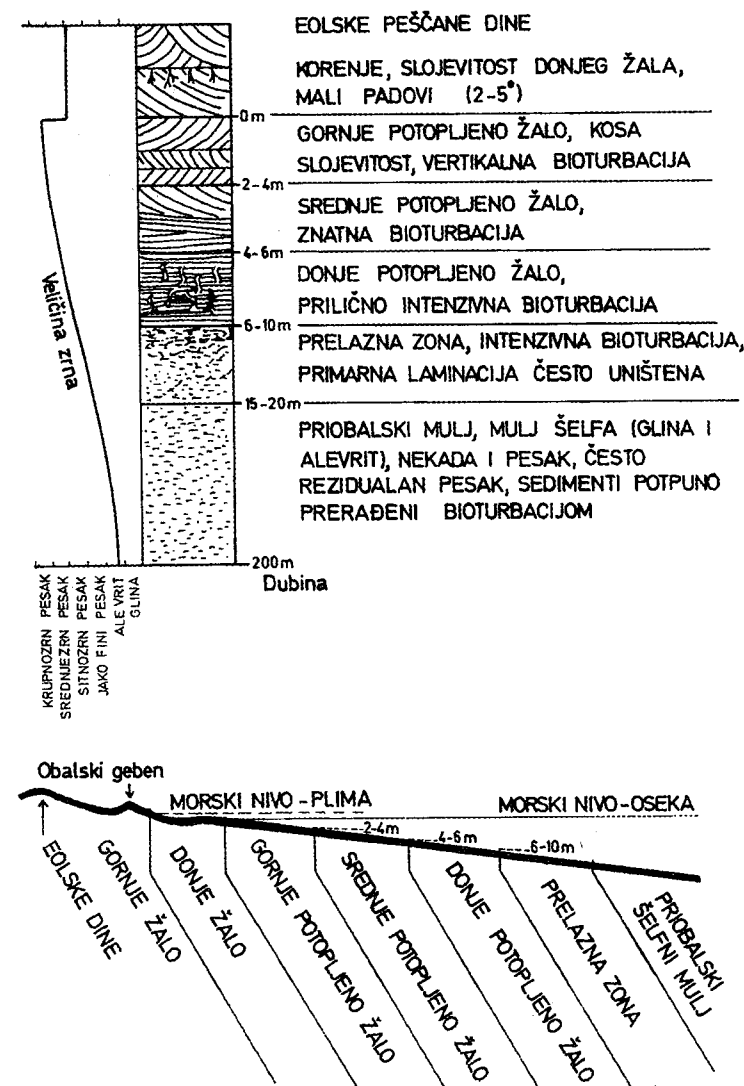
Primorske dine većinom imaju planarnu kosu slojevitost velikih dimenzija, sa unimodalnim ili bimodalnim padovima, koji iznose 10 do 35°. Tragovi korenja remete pravilnost slojeva ali pokazuju da nije reč o pravim pustinjским dinama.

Transgresivnom ili regresivnom migracijom sistema žala nastaju dve vrste njihovih sekvenci. U prvom slučaju klastiti postaju sve krupnozrniji nagore a u drugom je obrnuto. Regresivne sekvence nastaju i progradacijom žala. Jedna takva idealizovana sekvenca sa povećanjem zrna naviše rekonstruisana je u zalivu Gaeta u Italiji.

Sedimenti žala imaju nekoliko karakterističnih osobina po kojima se mogu raspoznati. Na prvom mestu to su sitno do srednjozrni dobro sortirani kvarcni peskovi, koji mogu da imaju primese šljunkova i detritus od ljuštura. Zatim, u tim sedimentima često se nalaze: povećane koncentracije teških minerala, kosa slojevitost i tekture specifične za žala (talasni tragovi, tragovi zapljuskivanja i slivanja), ostrugani

ostaci ljuštura od morskih organizama i biljni detritus, tragovi niza organizama bušača i dobro zaobljena i sjajna zrna kvarcnog peska. Osim toga, tvorevine žala u geološkom stubu leže uvek između kontinentalnih i morskih.

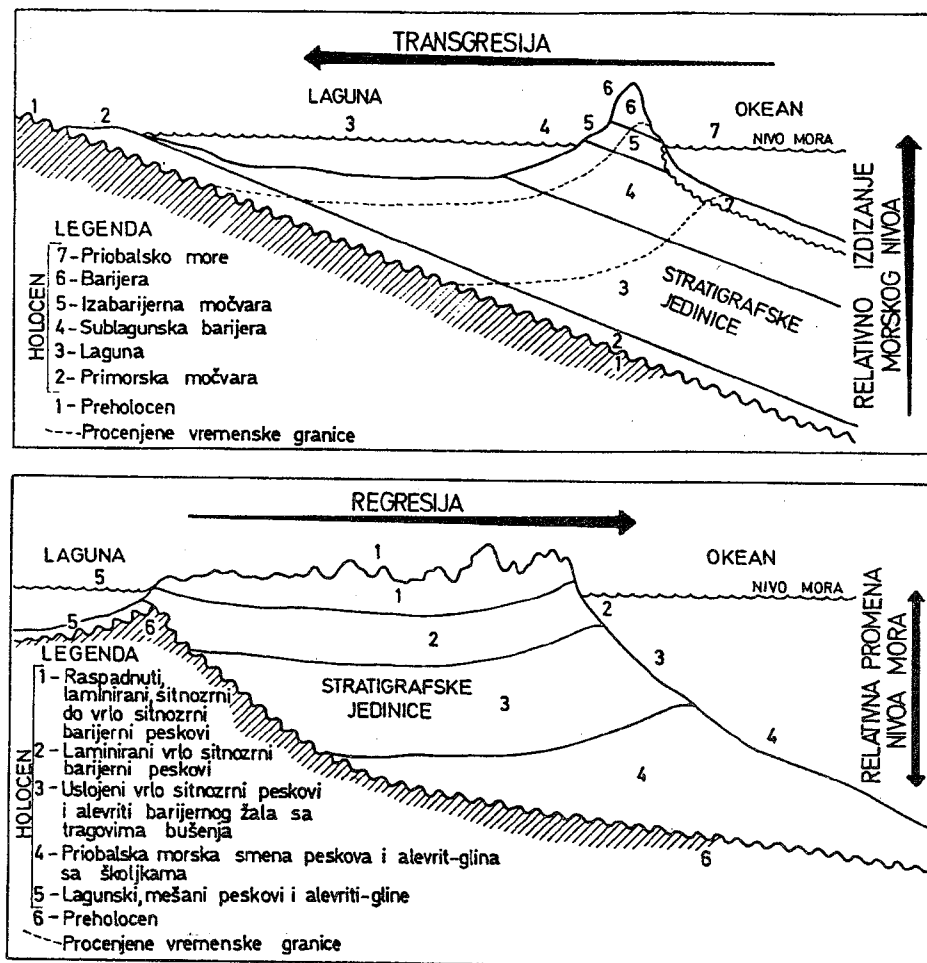
U literaturi nije opisano mnogo primera fosilnih plaža. Većinom su sedimenti tog tipa identifikovani u asocijaciji sa drugim litoralnim tvorevinama, odnosno sa nekadašnjim barijernim ostrvima.



Sl. 223 - Progradaciona sekvenca žala sa ukрупnjavanjem zrna nagore i podela žala. Bjørlykke, 1984.

9.2.6.2. Barijerna ostrva

Barijerna ostrva su linearna peščana tela paralelna s obalom od koje su odvojena: lagunama, estuarima, plimatskim ravninama i močvarama. Znatnim delom ona su iznad nivoa plime. Nalaze se uvek na plitkim stabilnim obalama ali ih ima i na onima koje se spuštaju. Danas oko 10% morskih obala ima barijerna ostrva, koja mogu da budu dugačka i preko 100 km, široka do 20 km a visoka do 50 m. Po tome u savremenoj geologiji mora ove tvorevine zauzimaju veoma značajno mesto. Verovatno je da je to važno i u geološkoj prošlosti. Kao primer savremenih barijernih ostrva obično se navodi Padre u Meksičkom zalivu. Neki segmenti ovog ostrva spadaju u najbolje proučene delove barijernih ostrva (Dickinson, 1971).

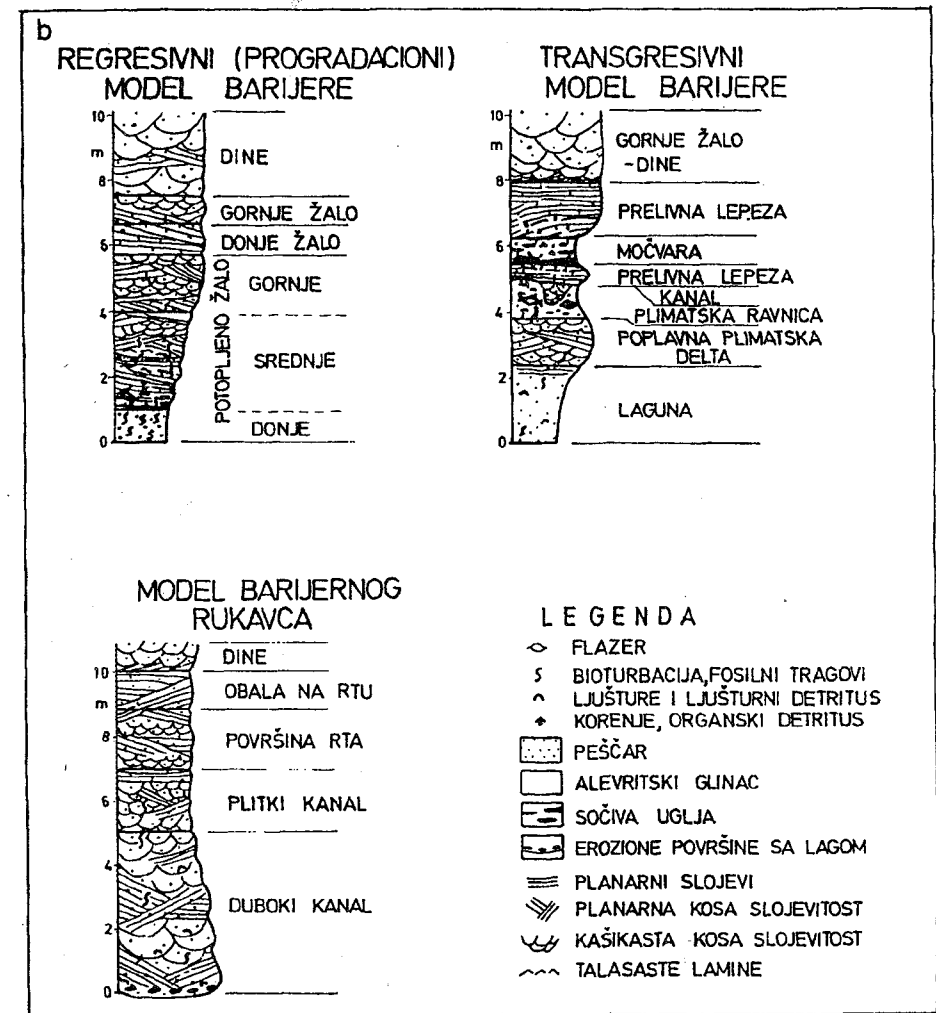


Sl. 224 - Transgresivno i regresivno barijerno ostrvo. Kraft i John, 1979, iz Bjørlykke-a, 1984.

Glavni agensi u razvoju barijernih ostrva su talasi, plimatske promene i vetar.

U okviru barijernih ostrva razlikuju se četiri glavne sredine sa posebnom sedimentacijom: (1) zadnji deo barijernih ostrva, (2) eolske dine i žalo, (3) plimatski rukavci sa plimskom i osečnom deltom i (4) podnožja barijernog ostrva.

U pozadinskim ravninama zadnjih delova barijernog ostrva pored peska ima i znatna količina alevrita i glina. Tu se nalaze sedimenti močvare, prelivnih lepeza i karakteristični parovi sivih i smeđih peskova u smeni. Ovi poslednji sastoje se od donjeg sitnozrnijeg alevritičnog peska sa ljušturama i gornjeg smeđeg grubo do srednjezrnog dobro sortirano peska sa fragmentima ljuštura debelom 20 do 50 cm.



Sl. 225 - Stubovi u raznim tipovima deponata barijernih ostrva. Walker, 1979, iz Bjørlykke-a, 1984.

Prelivne lepeze se nalaze u zaleđu žala ili zone dina u regionima jakih uragana. Snažne oluje naprave proseku kroz barijerno ostrvo i prema laguni nanesu materijal koji čini donji deo deponata lepeze: (1) gradirani sloj od ljuštura i njihovih fragmenata i (2) peskove eolskog porekla na obodu lepeze. Srednji deo lepeze je od glinovitih tvorevina koje su tamne boje, bogate organskim materijama i redukcionog karaktera. Gornji deo stuba ove lepeze je od nanetih peskova. Sekvence ovih tvorevina u profilu prstasto se smenjuju s ostalim deponatima ovog sistema.

Zona eolskih dina i sve zone žala su isto razvijene kao u plažama naslonjenim na kopno.

Plimatski rukavci se nalaze između susednih barijernih ostrva, koja razdvajaju a spajaju lagunu s otvorenim morem. Usled aktivnih nadiranja i povlačenja morske vode kroz ove rukavce nastaju na njihovim krajevima plimatske delte. Obično je nešto manja delta sa strane otvorenog mora a veća u laguni. Ove delte su i po nastanku i po strukturi slične plimatskim deltama nekih estuara ali barijerne kraće traju zbog karakteristične bočne migracije plimatskih rukavaca. To je razlog što se i sedimenti plimatskih delti umeću u asocijaciju tvorevina barijernih ostrva.

U podnožju plaža i barijernih ostrva smenjuju se peskovi nagomilani tokom lepog vremena i olujni sedimenti. Naročito su karakteristični ovi poslednji ali oni se i dalje nalaze na šelfu.

Barijerna ostrva, kao i žala, mogu tokom vremena da se razviju transgresivno ili regresivno pa se otuda (Sl. 224.) razlikuju i dva njihova odgovarajuća modela po Davis-u (1983). Sem toga, poznat je i model sa bočnom migracijom rukavaca. Svakom modelu odgovara posebna sekvenca.

Regresivno barijerno ostrvo nastaje progradacijom, odnosno tako je u slučaju kada ono raste prema moru. U dobro proučenom primeru ostrva Golveston uz obale Teksasa (po Bernard-u et al., 1962) u barijeri ovog tipa nalaze se sekvence sastavljene od: (1) glina i alevrita sa prosljocima fino-zrnog peska bogatih bioturbacijama (donje potopljeno žalo); (2) fino-zrni pesak, laminiran ili masivan usled bioturbacija, sa fragmentima ljuštura (srednje potopljeno žalo); (3) sitnozrni pesak sa blago nagnutom planarnom slojevitošću i redim pojavama kose laminacije (gornje potopljeno žalo - donje žalo); (4) eolski sitnozrni pesak sa kosom slojevitošću kašikastog tipa i dosta tragova korenja.

Transgresivne sekvence sadrže obrnuti redosled facija. Dole su talozi laguna ili močvara, preko njih se nalaze deponati pozadinskih ravnica i prelivnih lepeza a preko njih leže koso slojeviti peskovi dina sa žala.

Sekvence barijernih rukavaca nastaju bočnom ili dijagonalnom migracijom rukavaca. Njihov donji deo obično se sastoji od grubog kanalskog laga i od peskova sa kosim slojevima velikih dimenzija. U gornjem delu stuba dobro su sortirani koso slojeviti peskovi sa raznovrsnim padovima. Sekvenca se većinom završava talozima žala, sa peskovima koji imaju tabularne kose slojeve malog pada.

Na osnovu svih materijala o savremenim i fosilnim barijernim ostrvima Davis i dr. (1971) su napravili generalni regresivni facijalni model.

Prepoznavanje sedimenata sistema barijernih ostrva iz geološke prošlosti je dosta lako ali može biti prilično složeno razlikovanje facija specifičnih za pojedine njihove sredine. Pri rekonstrukciji, veoma je važno da se konstatuje da proučavano pešćano telo ima složen facijalni sastav (Sl. 225.) i da predstavlja jedan izdužen oblik čija je duža osa bila paralelna sa nekadašnjom obalom. Zatim, da je to telo bilo dugačko, većinom, nekoliko desetina do stotina km, široko nekoliko km a debelo nekoliko desetina metara. Generalno, to su klastiti koji izgrađuju sekvence sa pogrubljanjem zrna nagore. Preovlađuju kvarcni peskovi ali i biogeni karbonatni detritus može biti bogat. Nema posebnih tekstura za ceo sistem ali svaka od facija može da ima niz specifičnih osobina. Tu se misli na teksturne karakteristike sedimenata žala, eolskih dina, plimatskih kanala i pozadinskih ravnica. Fosilni ostaci u sedimentima plaže mogu biti različiti i mnogobrojni. U njima se nalazi znatna koncentracija fosilnih tragova od raznovrsnih bušaća.

Zbog značajne potencijalne naftonosnosti proučeni su mnogi fosilni sistemi barijernih ostrva u karbonskim, permskim, krednim i neogenim basenima SAD.

9.2.7. Lagunski sistem

Lagune su delovi mora odvojeni od njega barijernim ostrvima, grebenima, prevlakama, rtovima, ostrvima ili organogenim sprudovima. Sa morem su povezane moreuzima, plimatskim rukavcima ili prelivanjem vode u talasima za vreme olujnih vetrova. U karsnim uslovima lagune mogu da budu povezane s morem i podzemnim kanalima, kao što je slučaj sa Rogozničkim jezerom na istoimenom ostrvu šibeničkog arhipelaga. Neke lagune su relativno male ali ih ima i veoma velikih. Među takve spada laguna Madre uz obalu Teksasa koja je dugačka skoro 200 km.

Zbog izolovanosti voda u lagunama, u znatnoj meri, se razlikuje od vode u otvorenom moru. Njene osobine su veoma promenljive u zavisnosti od plimatskih uticaja, isparavanja i priticaja slatkih voda. Razlikuju se hipersaline, polihaline i brakične lagune. Takav izmenjen salinitet u lagunama dovodi do razvoja specifičnog organskog sveta. Većinom je reč o ograničenom broju rodova i vrsta predstavljenih velikim brojem individua.

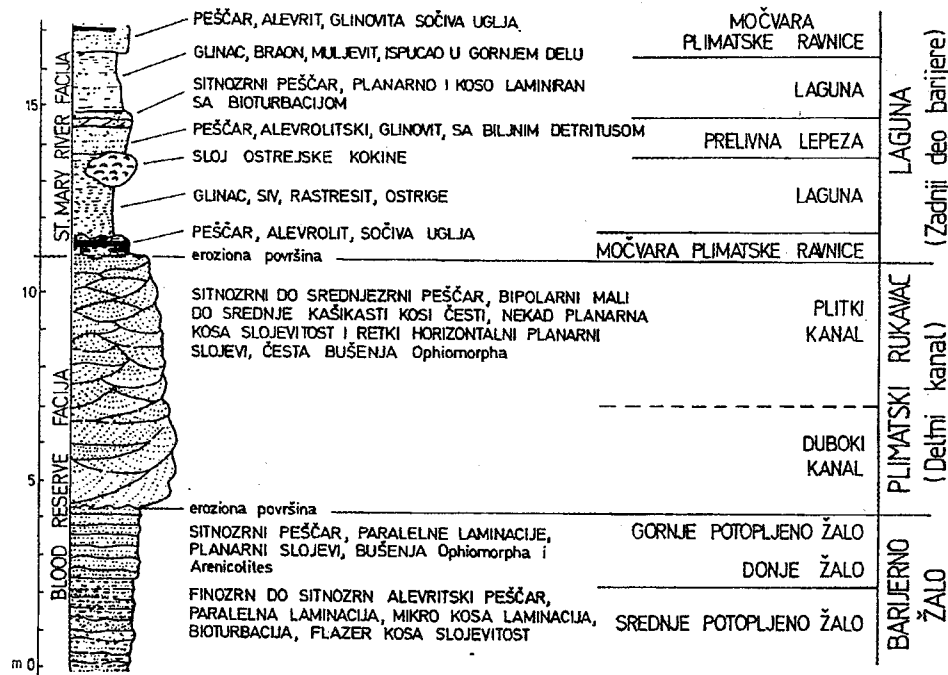
Mikroplimatske lagune su jače izolovane od otvorenog mora pa je u njima čest nenormalan salinitet (i brakični i hipersalinski). Osim toga, u njima ima više prelivnih lepeza koje nastaju razaranjem susednih barijernih ostrva za vreme oluja. Za razliku od tih laguna, mezoplimatske imaju skoro normalnu vodu, jer šire komuniciraju sa morem. Prelivne lepeze su razvijene u njima samo lokalno ali zato ima značajnih plimatskih delti, a uz njih velike površine mogu biti prekrivene plimatskim ravnica i slanim močvarama.

Generalno u lagunama se, zbog smanjenog prinosa klastita, talože fino-zrni sedimenti iz suspenzije. Od peskova su izgrađene samo prelivne lepeze i plimske delte. Ostali prostori lagune prekriveni su glinama i alevritima s finom laminacijom. Često, međutim, oni su bez tekstura usled snažne bioturbacije. U humidnim uslovima ovi sedimenti su bogati organskim materijama, često sa biljnim detritusom. U arid-

nim regionima, nasuprot tome, nema organskih materija ali su zato jasno izraženi tragovi povremenih isušivanja, zatim lamine od granuliranog gipsa i algalne prevlake. Proslojci peska u ovim finim klastitima vezani su isključivo za vetar i olujne prelivne talase, koji ga unose sa susednih barijernih ostrva (Sl. 226.).

Naročito je značajna sedimentacija u lagunama aridnih regiona. Isparavanje u njima je jako povećano pa dolazi do prezasićivanja solima i hemijske precipitacije. Tako se taloži karakterističan niz evaporita koji čine: dolomit, anhidrit, gips, halit i kalijeve soli. Ovaj proces određuje osnovni raspored evaporita i u stubu i u planu. Takvih autosedimentacionih laguna sa evaporitima danas ima manje nego boćatih i slatkih. Među njima su naročito čuvene: Kara-Bogaz gol u Kaspijskom moru i Gnijlo more ili Sivaš na zapadnoj strani Azovskog mora.

Dugo se smatralo da anhidrit, gips, so i kalijeve soli mogu da nastanu isključivo u lagunama aridnih oblasti. Poslednjih decenija se u to sumnja, jer izgleda malo verovatno da su samo tim mehanizmom nastala džinovska ležišta soli u geološkoj prošlosti. Zbog skoro redovne pojave različitih vulkanita uz sone formacije predpostavlja se da su u nastajanju ležišta soli u geološkoj prošlosti, značajnu ulogu morali imati i sedimentni procesi povezani sa vulkanizmom.



Sl. 226 - Stub vertikalnog razvoja sedimentnih tekstura u barijernom žalu, plimatskom kanalu i laguni. Walker, 1979, iz Bjørlykke-a, 1984.

U nekim lagunama, koje samo povremeno komuniciraju s morem, može da dođe do jako povećane koncentracije organskih materija. Plimatske struje u takvim slučajevima ubacuju velike količine planktonskih organizama u lagunau. Oni brzo izumiru i nepotpuno raspadnuti ulaze u sastav crnih, mrko-crvenih ili zelenkastih muljeva, kao što je slučaj u velikoj laguni Marakaibo u Venecueli.

Nekadašnji lagunski sedimenti prepoznaju se po: evaporitskim mineralima, preovlađivanju sitnozrnih klastita sa finom paralelnom laminacijom i slojevitošću, retkim tragovima talasa i struja, bogatoj jednoličnoj fauni i relativno maloj debljini geološkog stuba (do 10 m). Naročito sigurni podaci o pravom lagunskom poreklu nekih tvorevina, međutim, potiču iz rekonstrukcije njihove veze sa susednim sistemima: transgresivnim barijernim ostrvima, plimatskim ravnica i primorskim močvarama.

U geološkoj literaturi nema mnogo opisanih, a pouzdano dokazanih lagunskih tvorevina.

9.2.8. Karbonatna sedimentacija u prelaznim sistemima

U oblastima koje leže na manjim širinama od izoterme od 20°C i nemaju dovoljan prinos terigenog materijala u nizu prelaznih sistema nastaju karbonatni sedimenti. Generalno posmatrano karbonatni klastiti u odgovarajućim sredinama učestvuju u formiranju istih sistema od kakvih su izgrađeni i siliciklastični sistemi.

U sintetičkom prikazu karbonatne sedimentacije po Willson-u (1975) tvorevine prelaznih sistema odgovaraju standardnim zonama označenim brojevima 6, 7 i 8.

Na plimatskim ravnica humidnih regiona nastaju srednjozrni do krupnozrni i organogeni karbonati. U plimatskim kanalima to su krupnozrni koso slojeviti litoklastični vakstoni, a između njih peletni madstoni i grenstoni, slojeviti madstoni i algalne inkrustacije. Detritus je često dobro sortiran i dobro zaobljen.

Za plimatske ravnice aridnih zona karakteristični su stromatolitni boundstoni, dolomitični madstoni, gips i anhidrit. - Stromatoliti su organosedimentne slojevite strukture sastavljene od specifičnih lamina koje su nastale u procesu rasta, metabolizma i pucanja organizama u livadama modrozelenih algi. U njima se smenjuju lamine (filamenti) od belog kalcijum-karbonata sa laminama od detritusa oolita, peleta, mikrita i dr. Njihov oblik se menja od običnih horizontalnih lamina, preko tala-sastih, brežuljkastih i stubastih do obrnuto koničnih, a dimenzije im se kreću od cm do metarskih. Sistematizaciju po obliku stromatolita izradio je Logan et al., (1964). Smatra se da oblik stromatolita zavisi od osobina sredine. U zaštićenoj sredini, bez intenzivnih kretanja vode, oni se razvijaju u vidu nejasnih, međusobno povezanih brežuljaka. Na otvorenoj i nezaštićenoj obali, sa znatnim uticajima talasa, stromatoliti dobijaju izgled upadljivo odvojenih stubova ili obrnuto koničnih tela. Savremeni stromatoliti su nađeni isključivo u mezolitoralu Bahama, Floride, Persijskog zaliva, Kanarskih ostrva i uz litoralna jezera zaliva Šark (Z. Australija).

Karbonatni sedimenti plimatskih ravnica nastaju na velikom prostoru i u okvirima karbonatnih platformi.

U žalima, koja se prihranjuju iz priobalske zone, nalaze se karbonatni peskovi i rede šljunkovi izneti talasima i vetrom na obalu. Zrna ovih sedimenata su dobro zaobljena i sortirana a nekada imaju i imbrikaciju. Česta je blago nagnuta kosa slojevitost. U nekim slučajevima cela žala mogu biti sastavljena od foraminiferskih ljušturica (uz južnu obalu Australije i uz delove sudanske obale Crvenog mora) ili oolitskih arenita.

Paralelno sa karbonatnim obalama ispod žala pružaju se barijerni prudovi sastavljeni od organogenih i oolitskih grejnstona sa dobro razvijenom kosom slojevitošću. U njima se nalaze skeletni, algalni i oolitski peskovi. U zonama sa snažnijim uticajima vetrova i talasa, ovi prudovi nagomilavanjem karbonatnog peskovitog materijala mogu da prerastu u ostrva-dine sa karakterističnom eolskom, kašikastom kosom slojevitošću velikih dimenzija. Zrna karbonatnog peska u njima su dobro zaobljena i sortirana. Slični oblici nekada nastaju i u zaleđu karbonatnih žala. Relativno brzom cementacijom tih karbonatnih koso slojevitih peskova postaju eolijaniti. Njih ima i savremenih ali još više onih iz pleistocena na mnogim obalama između 55° severne i 45° južne širine (J. Afrika, Australija, Indija, Arabija, Izrael, francuski Mediteran i dr.).

Lagune sa karbonatnom sedimentacijom zaštićene su nizovima organogenih sprudova, ostrva-dina i ostrva. Plimatski talas lako i brzo prodire u lagunu, pa u njoj voda može da bude potpuno normalna. U aridnim regionima, zbog brze evaporacije, voda je često sa mnogo soli (i do 67%) a u humidnim regionima ponekad je i oslađena. Sedimenti su predstavljeni peskovima od detritusa oolita, peleta i skeleta, zatim od mikrita i intraklasta. Od tekstura javlja se kosa slojevitost i laminacija, flazer laminacija i bioturbacija, kojom mogu da budu uništene sve ostale, pa je stena masivna. Od jako redukovano organskog sveta sreću se ostaci mekušaca, sundera, foraminifera i algi. Mestimično ima i malih sprudova. Tvorevine nekadašnjih karbonatnih laguna su predstavljene bioklastičnim pakstonima i vakstonima sa peletom, organogenim ostacima i detritusom. Česti su tragovi muljojeda i madstoni, dolomiti i dolomitični krečnjaci.

U plimatskoj zoni tropskih i subtropskih regiona žala, plimatske ravnice i kanali često su delimično ili potpuno prekriveni dobro litifikovanom stenom "plažitom" ("beach rock"). Ta stena se sastoji od klata različitog sastava i granulometrijske krupnoće i manje ili veće količine karbonatnog veziva. Cement ima formu ili mikritskih prevlaka ili je od fibroznih kristala raspoređenih upravno na klaste, ali uvek je od aragonita ili magnezijskog kalcita. Ranije se smatralo da na formiranje plažita bitno utiče dnevni životni ciklus mikroorganizama. Noviji radovi, međutim, pokazali su da je magnezijski kalcit u steni sigurno neorganski oboren (Alexandersson, 1972). Savremene stene ovog tipa sreću se u Mediteranu, na Karibima, uz obale Indijskog okeana ali su naročito rasprostranjene uz brazilsku obalu, gde pokrivaju zonu dugačku oko 1.600 km.

Karbonatni sedimenti iz prelaznih sistema lako se raspoznaju po nizu karakterističnih osobina. Među najvažnije spada prisustvo stromatolita (LLH tipa) i smena stromatolitskih krečnjaka sa pelmikitima (većinom fekalnog porekla) i mikritima, zatim pukotine isušivanja i fenestralne strukture (paralelne sa laminacijom) i teksture tipa ptičje oko. Često se sreću i onkoidi, crni valuci i fragmenti, olujne breče, kalkretne kore, kristali evaporitskih minerala a od fosila mikrogastropodi i ostrakodi.

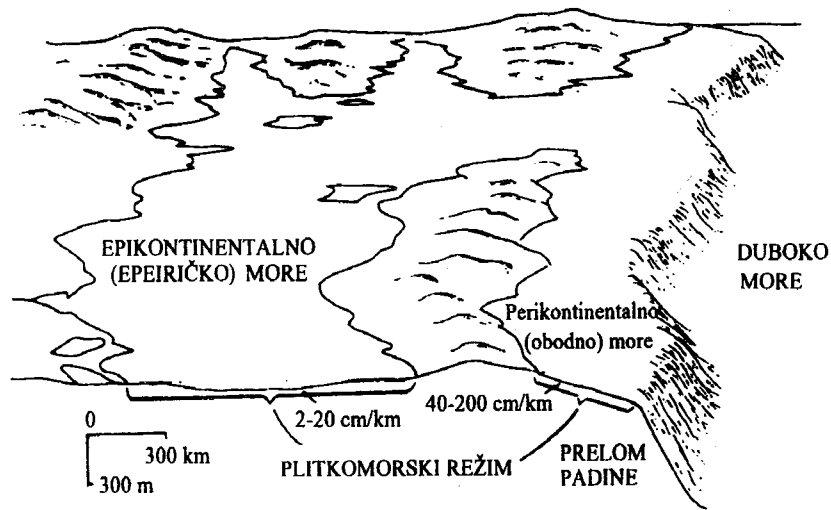
Među nekadašnjim karbonatnim sedimentima prelaznih sistema značajnije mesto zauzimaju stromatolitski krečnjaci. Oni su poznati iz svih odeljaka zemljine istorije ali su naročito dobro razvijeni i džinovskih dimenzija iz mlađeg prekambriuma. Veruje se da su oni u geološkoj prošlosti nastajali u sublitoralu. U našim krajevima konstatovani su u rifejsko - donjokambrijskim mermerastim krečnjacima Istočne Srbije.

Važni sedimenti ovog tipa poznati su pod nazivom loferiti (Fisher, 1964). U gornjem trijasu to su krečnjaci, dolomitični krečnjaci i dolomiti sastavljeni od sekvenci u kojima se smenjuju tri intervala: A, B i C. Donji interval, koji leži preko erozione površine, čine bazalni brečo-konglomerati sa zelenim i crvenim malo glinovitim matriksom. U njemu mestimično ima i crnih valutaka i fragmenata i gnjezdastih nagomilanja detritusa od brahiopoda i krinoida. Srednji interval je tanak i sastavljen od dolomitizovanih algalnih i kalkretnih kora sa pukotinama isušivanja i teksturama ptičje oko. Poslednji interval (C) je najdeblji. Izgrađen je od lagunskih grejnstona i pakstona sa onkolitima, fragmentima dazikladaceja, ljušturama krupnih megalodona i gastropoda. Sekvenca se završava opet erozionom površinom. Ove stene su veoma rasprostranjene u gornjem trijasu mediteranskog regiona. I kod nas se nalaze u Dinaridima (Zlatibor, cetinjska antiklinala i dr.).

Posebno zanimljive stene prelaznih karbonatnih sistema vezane su za izronjavanja. Proučene su do sada samo na starijim tvorevinama. Njihove karakteristične osobine su: površine sa mikrokarstom i jako razvijena vadozna zona, odnosno zona sa aktivnim podzemnim vodama. Mikrokarstne površine sa udubljenjima i kavernama ispunjenim sitnim fragmentima krečnjaka, zatim kalkretne, limonitske i hematitske kore i crvenkaste zone ukazuju na činjenicu da je karbonatni talog izronio na površinu i našao se u subaerskoj, erozionoj i jako oksidacionoj zoni. Radom podzemnih voda formiraju se u karbonatima mnogobrojne šupljine ispunjene internim sedimentima. Reč je o vadoznom kristalastom i peletnom alevrolitu, koji je taložen u više faza i to sa geopetalnim karakteristikama. U ovim tvorevinama bitno je i prisustvo vadoznih ooida (vadoida).

9.3. PLITKOMORSKI (SUBLITORALNI) SISTEMI

Plitkomorski sistemi se nalaze u sublitoralu, tačnije, oni leže između donjeg kraja potopljenog žala (dubokog oko 5 m) i oboda kontinentalnog praga na srednjoj dubini od oko 200 m.



Sl. 227 - Opšte karakteristike režima dva osnovna tipa plitkog mora. Heckel, 1972, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

Ovi sistemi obuhvataju dva glavna tipa plitkih mora, perikontinentalno i epikontinentalno. Perikontinentalna ili obodna mora su široko otvorena prema okeanima, prekrivaju šelf, koji većinom imaju mali nagib, slabo izražen reljef i nekada mogu da budu znatne širine.

Drugi tip mora, koja se nazivaju i epeirička, prekrivaju deo kontinenta, u većoj ili manjoj meri opkoljena su kopnom, tako da čak i ne moraju da imaju direktnu vezu s okeanom a primaju materijal sa svih strana. Perikontinentalna mora su danas razvijena šire nego ranije a epikontinentalna su u geološkoj prošlosti bila znatno više razvijena (Sl. 227.).

9.3.1. Procesi u plitkim morima

Plitkomorske sredine su izložene veoma raznovrsnim fizičkim, hemijskim i biološkim procesima. Svi oni zajedno i naizmenično utiču na formiranje deponata.

Glavni fizički procesi vezani su za plimatske mene, talase i struje. Plimatske mene izazivaju formiranje struja koje se kreću i do nekoliko centimetara u sekundi a u poluzatvorenim šelfnim morima dostižu i do 1 m/sek.

Ove struje najveću brzinu dostižu približno na polovini šelfa. Na taj način širina šelfa utiče na brzinu plimatskih struja i plimatski raspon.

Talasi imaju značajnu ulogu u raznošenju sedimenata po šelfu. Njihovo oscilaciono kretanje nije u stanju da prenese sedimentne čestice na veće rastojanje ali ih talasi prerađuju, pomalo pomeraju i uvlače u vodeni stub gde ih zahvataju struje i odnose. Tokom mirnog vremena baza talasanja se nalazi na dubini od 10 m a veliki olujni talasi pomeraju sedimente sve do dubine od 200 m. Ovi poslednji, međutim, deluju samo povremeno pa je tako za SZ delove Meksičkog zaliva utvrđeno da tamo olujni talasi premeštaju taloge približno jednom u svakih pet godina. Talasi mirnog

vremena postepeno pomeraju sedimentne čestice prema moru, a olujni razaraju obalu i jakim povratnim tokovima prenose pesak sa obale na potopljeno žalo i šelf.

Struje u plitkomorskom regionu nastaju delovanjem vetra, plime, okeanskih struja i turbiditnih tokova. Razlikuju se postojane, povremene i sporadične struje. Stalne su povezane sa sistemom okeanskih struja, povremene idu s uticajem vetra i plimatskih mena a nepredvidljive nastaju pri turbiditnim tokovima.

Fizičko-hemijski i biohemijski procesi najvećim delom omogućavaju depoziciju karbonata. Reč je o procesima koji u plitkim toplim morima smajuju količinu CO₂ u morskoj vodi pa tako dovode do prezasićenja karbonatima i do njihovog relativno lakog obaranja. Znatno je manje taloženje fosfata na spoljašnjem obodu šelfa, odnosno u zoni u kojoj se mešaju uzlazne pridnene struje sa dubinskim hladnim vodama bogatim rastvorenim fosfatima i toplije šelfno more. U uslovima jako usporenog prinosa materijala na šelfu mogu da se formiraju glaukonit i šamozit.

Bioološki procesi. Obilje hrane u svim plitkim morima ima za posledicu veliko bogatstvo i raznovrsnost organskog sveta. Čvrsti skeletni delovi i njihov detritus neposredno izgrađuju različite organogene sedimente (biolitite, ljušturine sedimente, ljušturine banke, algalne krečnjake i dr.). Nepotpuno raspadnute organske materije ulaze u sastav taloga u raznim količinama.

Među raznovrsnim posledicama bioloških procesa veoma važno mesto ima i uticaj bentonske faune na promenu fizičkih osobina taloga. Muljojedi ostavljaju za sobom tragove u obliku bioturbacija, naročito u delovima šelfa prekrivenim sitnozrnim tvorevinama. Organizmi koji se hrane iz suspenzije prave fekalne pelete, koji se posle ponašaju kao zrna peska.

U zavisnosti od toga kakva vrsta sedimenata preovlađuje u plitkom moru razlikuju se karbonatni i siliciklastični plitkovodni sistemi.

9.3.2. Plitkomorski siliciklastični sistemi

Siliciklastični sistemi nastaju na šelfovima i epeiričkim basenima tamo gde je prinos nekarbonatnog materijala dovoljno obiman ili na visokim širinama u kojima nema karbonatne sedimentacije.

Po Johnson-u (1978) u savremenim i fosilnim siliciklastičnim sistemima mogu da se razlikuju tri glavne litofacije: peščarska, heterolitička i muljna sa više subfacija (Sl. 228.).

Peščarska litofacija (S) sadrži 90-100% peska sa tri subfacije: sa kosom slojevitostu i laminacijom (Sa); sa paralelnom laminacijom (Sb) i sa kosom laminacijom (Sc). Većinom je karakterističan nedostatak celih fosila i detritus od ljuštura.

Heterolitičku litofaciju (H) čine tanko uslojeni sedimenti sa 10 do 90% peska. Podeljena je takođe na tri subfacije: sa preovlađivanjem peska (Ha, 75-95%); mešanu (Hb, 50-75% peska) i sa preovlađivanjem mulja (Hc, 10-50% peska). Fosili su obično re-deponovani ili leže u bazi debljih slojeva peščara. Laminirani slojevi su sa bioturbacijom.

Muljna litofacija (M) sadrži najviše mulja. Dve glavne njene subfacije su: (Ma) muljevi sa tankim slojevima alevrita, peska, ljušturinih slojeva ili bioklastičnih krečnjaka i (Mb) muljevi sa rastrkanim ostacima fosila. Grublji klastiti su tanki, gradirani i formirani iz suspenzije.

FACIJA	SUBFACIJA	TIPSKA SEKVENCA	UNUTRAŠNJA STRUKTURA	SADŽAJ PESKA	DEBLJINA SLOJA ILI SETA	PRE-POSTAVLJENI PROCES
PEŠČARSKA FACIJA	Sa - sa kosom slojevitosti		Tabularna i kašikasta kosa laminacija	90 - 100 %	cca 10 - 200 cm	Kosa sloj, raznog tipa i debljine seta. Dine/megatalasi (kašikasti setovi) i peščani talasi (tabularni setovi).
	Sb - sa horizontalnom slojevitosti		Laminacija horizontalna ili blagog pada		varijabilna	Laminacija formirana talasima ili strujama u visokoenergetičkim uslovima.
	Sc - sa kosom laminacijom		Kosa laminacija		1-5 cm	Kosa laminacija različitih tipova: česti asimetrični i kombinovani asimetrični i oscilacioni tipovi.
HETEROLITIČNA FACIJA	Ha prevladuje pesak		Horizontalna laminacija		5-20 cm (max. 200 cm)	Sinena peščanih pokriva sa hor. i kosom laminacijom. Deblji slojevi mogu graditi 20-90% subfacije.
			Horizontalna ili kosa laminacija		5-20 cm (max. 200 cm)	Analagacije mogu biti česte.
			Blago kosa ili kašikasta laminacija	75 - 90 %	5-20 cm (max. 50 cm)	Pesak deponovan iz suspenzije i trakciono. Različite prerade asimetričnim i simetričnim talasnim tragovima.
			Izolovani setovi tabularne kose slojevitosti		5-20 cm (max. 50 cm)	Za peščane pokrove se obično smatra da su nastali snažnim olujama. Mogu sadržati školjčanu drobinu.
			Flazer slojevitost		1-5 cm	Bioturbacije pojačane u stacionarnijim intertalacijama.
			Horizontalna laminacija		1-10 cm	Uglavnom peščani i muljevi sa talasnom laminacijom; podređeni peščani pokrovi sa horizontalnom laminacijom (10-15%).
			Horizontalna do kosa laminacija	50 - 70 %	1-10 cm	Razni tipovi kose laminacije, zavisan od toкова. Kombinacije asimetričnih i oscilacionih talasnih tragova.
MULJNA FACIJA	Hh mešano		Laminacija blagog pada		1-10 cm	Tvorevine oluja i mirnih vremena sa napred opisanim svojstvima. U gornjim delovima peščanih pokriva bioturbacije.
			Flazer - talasasta laminacija		1-3 cm	
			Horizontalna laminacija		1-5 cm	Uglavnom sočvasta slojevitost sa retkim peščanim pokrivoima (5-10 %).
			Horizontalna do kosa laminacija	10 - 50 %	1-5 cm	Sočvita peska formirana strujama ili talasima. Peščarski prosljeci deponovani iz suspenzije tokom oluja.
			Sočvasta slojevitost		1-3 cm	U mirnim vremenima prevladuje depozicija mulja iz suspenzije, uz kasnije intenzivne bioturbacije.
MULJNA FACIJA	Ma Mb		Slojevi gradiranog peska i/ili jušturi peskovi	0 - 10 %	0,1-2 cm	Uglavnom mulj sa tankim prosljecima peska i laminama peska i aleverta. Depozicija isključivo iz suspenzije.
			Mulj		<5 cm	Rad talasa i struja samo pri retkim olujama. Intenzivne bioturbacije, bentoska fauna in situ ili malo kretanja.

Sl. 228 - Shema facija siliciklastičnih sedimenata posebno značajnih za sublitoral.
Reading, 1978.

Navedeni spektar sublitoralnih litofacija i subfacija izgrađen je u savremenim morima od dve vrste materijala: autohtonog i alohtonog. Po Swift-u (1974) autohtonim plitkovodnim tvorevinama pripadaju postojeći stariji nekonsolidovani sedimenti (na pr. pleistocenski ili starije holocenski) koji se prerađuju i pretaložavaju na nov način u savremenim uslovima. Alohtoni sedimenti, međutim, upravo sada dospevaju iz drugih sredina u plitka mora i to pretežno iz reka. Razlikovanje ove dve vrste sedimenata je veoma značajno, jer njihovo raspoznavanje omogućava izdvajanje plitkovodnih siliciklastičnih podsistema.

Izdvajanje glavnih sublitoralnih siliciklastičnih sistema nije ni danas jednostavno, jer se na tim dubinama nalaze različiti oblici dna, zatim, jer se oni brzo menjaju i, posebno, jer razni procesi mogu da izgrade slične oblike, a isti procesi različite. U novije vreme, međutim, dobro je prihvaćena ideja o podeli šelfnih mora prema dominantnim procesima. To je omogućavalo razlikovanje tri njihova sistema: 1. pod dominacijom oluja, 2. pod plimatskom dominacijom i 3. pod mešavinom ili smenom uticaja oluja i plimatskih procesa.

9.3.2.1. Sistem šelfova pod dominacijom oluja

Na ovim šelfovima tokom dužeg dela godina, pod normalnim vremenskim uslovima običnim talasima se sedimenti pokreću veoma slabo. Širina pojasa na kome se to dešava zavisi od nagiba dna. Najznačajniji transport materijala povezan je sa kratkotrajnim udarnim talasima i strujama koji nastaju pod dejstvom oluja i uragana. Među šelfovima sa dominacijom oluja razlikuju se dva podsistema: **autohtoni** i **alohtoni**.

Najbolje proučen primer **autohtonog** podsistema po Davis-u (1983) je veliki deo atlantske obale SAD. Na tamošnjem šelfu se nalaze veliki oblici dna kao pleistocenski relikti. Na njima se danas formiraju paralelno sa glavnim transportom izduženi peščani grebeni, visoki do 10 m, krupnozrniji od okoline, sa kosim slojevima, koji padaju na blažu padinu i tragovima erozije na strmoj padini. Po Swift-u i dr., (1981) tokom osmatranja koje je trajalo 135 dana, 95% materijala je preneto samo za dva dana.

U **alohtonom** podsistemu se nalaze uglavnom finozrni sedimenti koji dospevaju na šelf iz reka u vidu suspenzije. Reč je o muljevima, koji na nepravilan i diskontinuiran način prekrivaju manje ili veće delove sublitorala. U "prozorima" između tih tankih pokriva od savremenih muljeva otkriveni su stariji, reliktni sedimenti (na pr. blizu delte Nigera i u SZ delu meksičkog zaliva). Muljevi alohtonog porekla se transportuju dugo i lako se pokreću zbog svog finog zrna. Na njihovo prenošenje utiču, naročito sporadični procesi (oluje i orkani) ali čak i ciklične sezonske pojave (spore plimatske struje, struje pruzrokovane vetrom i prodori okeanskih struja).

9.3.2.2. Sistem šelfova pod plimatskom dominacijom

U ovaj sistem spadaju šelfovi koji se nalaze pod stalnim periodičnim uticajem plimatskih struja, koje omogućavaju dugotrajan i veoma značajan transport sedi-

menata u vidu regularnih ciklusa. Na tim šelfovima mezo- i makroplimatski procesi dovode do uspostavljanja plimatskih struja sa brzinom od 50 do 100 cm/sec. Sedimentna tela u ovim sistemima pretežno su izdužena paralelno sa plimatskim strujama. Neka od njih, međutim, mogu da budu izdužena i poprečno na transport. Dobri primeri šelfova sa plimatskom dominacijom su Severno more, Korejski zaliv u Žutom moru i severni šelf Australije. Šelf Severnog mora izložen je i energiji olujnih talasa ali plimatski procesi više utiču na transport i raspored sublitoralnih sedimentata.

U ovom sistemu, takođe se razlikuju dva podsistema: sa autohtonim i alohtonim sedimentima.

Autohtoni plimatski podsistem obuhvata većinu savremenih prostranih šelfova koji nisu karbonatni niti se nalaze uz ušća velikih reka. Na njima dominira pesak. Zatim, sadrže nešto terigenog i organogenog šljunkovitog laga i malo mulja. U prostorijama zaštićenim od struja može da bude i više mulja. Postojane i jake plimatske struje potpuno preraduju starije sedimente i njihove oblike dna.

Najznačajnija tvorevina ovih šelfova su veliki i široki plimatski peščani grebeni. Oni mogu biti duži od 60 km, visoki 7 do 40 m i nalaze se na međusobnom rastojanju od nekoliko km. U udubljenjima između tih grebena dno je prekriveno šljunčanim lagom. Grebeni su asimetrični, sastavljeni od sortiranog peska i sa jasno izraženom kosom slojevitošću, koja je nepravilna na blagoj i dobro razvijena na strmoj strani.

U Severnom moru, koje se danas smatra za najbolji primer autohtonog plimatskog šelfa, pored dobro izraženih peščanih grebena nalaze se još peščani talasi, peščani pokrovi i područja mulja. Peščani talasi su dugački i više od 100 m, visoki neoliko metara, imaju pravolinijske grebene i dobro razvijena strana avalanšna čela. Megatalasi i talasi nalaze se skoro na svim mestima. Peščani pokrovi i područja mulja obično nose manje talasne oblike i bioturbaciju.

U alohtonom podsistemu nema mnogo predstavnika. Po Off-u (1963) tu spada Kambajski zaliv u Indiji i delta Amazona. To su estuari sa jako velikim prinosom terigenog materijala. I ovde nastaju plimatski grebeni ali su oni paralelni sa strujama do kojih dolazi prodiranjem rečne u morsku vodu; odnosno poprečni su na pružanje obalske linije.

9.3.2.3. Sistem šelfova sa mešanim olujnim i plimatskim uticajima

Pored ova dva navedena sistema u kojima jasno dominira jedan od transportnih procesa, olujni ili plimatski, postoje još i takvi šelfovi na kojima se ta dva procesa mešaju ili periodično smenjuju. Čest slučaj u ovom sistemu je da je glavni transport sedimentata povezan sa olujama, a tokom mirnih vremenskih perioda peščana tela se modifikuju plimatskim strujama. Zbog toga, ova tela mogu biti veoma složena, odnosno saastavljena od kombinacija peščanih grebena, barijera, barijernih ostrva, dina, peščanih talasa, slojeva mulja i tempestita. Glavni primeri šelfova ovog sistema su Žuto i Beringovo more.

9.3.2.4. Sekvence u sedimentima siliciklastičnih šelfova

Na osnovu postojeće literature Klein (1985) je konstatovao da nema jedinstvene sekvence za sve siliciklastične plitkovodne sedimente, a Winker (1980) zaključuje da njihova sukcesija zavisi od faze u kojoj se odvija sedimentacija: transgresivne, regresivne, odnosno progradacione ili agradacione. U transgresivnim uslovima nastaju sekvence sa usitnjavanjem zrna nagore, a u regresivnim suprotno. U pogledu vrste sedimentata i njihovih tekstura, međutim, postoje znatne razlike u oba slučaja u zavisnosti kom sistemu pripada šelf (olujnom ili plimatskom). U uslovima agradacije deponuju se debele sukcesije sedimentata čiji tip zavisi od dubine dna i prinosa materijala. Na dubljem šelfu nastaju debeli stubovi muljeva a tamo, gde je obilan prinos terigenog materijala u njima ima mnogo peska i alevrita.

9.3.2.5. Nekadašnji siliciklastični plitkomorski sedimenti

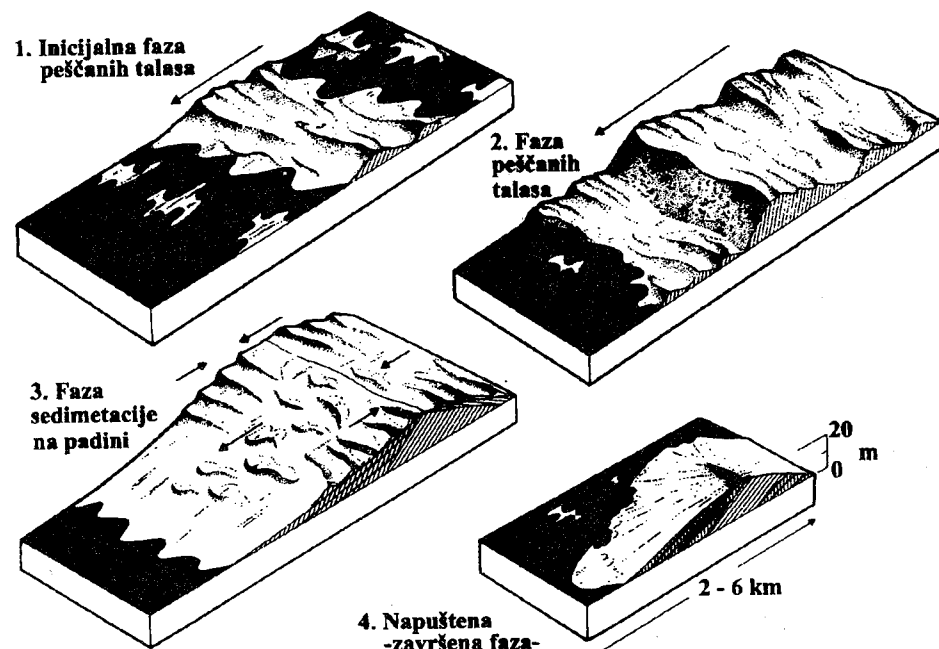
Plitkomorski siliciklastični sedimenti iz geološke prošlosti imaju niz zajedničkih osobina. Oni jako preovlađuju u geološkim stubovima na savremenom kopnu. Imaju upadljivo veliko geografsko rasprostranjenje i tabularnu geometriju. Sastoje se pretežno od kvarcnih zrna i minerala glina, zatim od podređene količine fragmenata stena i feldspata i sasvim malo od CaCO₃ biogenog porekla. Sekvence imaju dva jasno izražena trenda: sa usitnjavanjem granulometrije na gore (transgresivni šelf) i sa ukрупnjavanjem zrna na gore (progradacioni šelf). Bogati su raznovrsnim fizičkim teksturama (pločasta slojevitost, talasasta i druge vrste kose solojevitosti), bioglifima (*Cruziana*, *Zoophycus*, delimično *Scolithos*, *Nereites* i dr.) i bioturbacionim tragovima (naročito u dubljim delovima šelfa). Sadrže obilne fosilne zajednice. Javljaju se često u asocijaciji sa barijernim peskovima.

Pored navedenih opštih osobina plimatskih sedimentata postoji i niz specifičnih. U njima se nalaze mestimično šamozit, glaukonit i fosforit. Prvi je tipičan samo za sublitoral, druga dva nastaju i ispod te zone, a fosforit i iznad nje. Jako je karakteristična brežuljkasta kosa slojevitost ("hummocky cross bedding"), koja nastaje isključivo između normalne i olujne talasne baze.

Smatra se da su fosili najbolji indikatori sublitoralnih sedimentata. To naročito važi za biljne ostatke, korale, briozoje i neke druge grupe ali oni su svi vezani za karbonatne sedimente. Korisne su, međutim, i bogate i raznovrsne zajednice sa svim tipovima stenohalinskih bezkičmenjaka (bentoski foraminiferi, sunderi, brahiopodi, većina školjaka i puževa, zglavkari, bodljokošci i dr.).

Interpretacija plitkomorskih tvorevina ima i svoje probleme. Tako, na primer, prostrana tabularna sedimentna tela s mnogim teksturama teško mogu da se raspoznaju kao šelfne tvorevine ako u njima nema fosila, specifičnih stena ili brežuljkaste kose slojevitosti. Osim toga, jako je otežano i razlikovanje nekadašnjih šelfnih i epeiričkih sedimentata. Isto tako, nije jednostavna ni detaljnija analiza paleosredina u nekadašnjim plitkim morima.

U sedimentološkoj literaturi opisano je više lepih primera plitkomorskih siliciklastita. Među njima, međutim, jako preovlađuju tvorevine iz nekadašnjih epikontinentalnih mora. Po Walkeru (1981) u juri i kredi zapadnog dela Severne Amerike ima više takvih formacija koje imaju sekvence sa jasnim ugrubljavanjem zrna nagore. U ovim progradacionim sekvencama: dole su većinom gline sa bioturbacijama, u sredini su tankoslojeviti peščari sa simetričnim talasnim tragovima, a gore su peščari sa kosom slojevitošću.



Sl. 229 - Profil kroz tipičan peščani talas u peščarima Roda. Iz Reading-a, 1978.

Zanimljiv primer nekadašnjih šelfnih sedimenata su Peščari Roda iz eocena Pirineja (Sl. 229.). Po Nio-u (1976) pet velikih tela ovih peščara (debljine 10 do 30 m) sa pravilnom unutrašnjom bočnom smenom subfacija, leže u sukcesiji sa laporcima bogatim fosilima, alevrolitičnim peščarima sa bioturbacijama i bioklastični krečnjaci (debljine 5 do 30 m). U peščarima se nalazi drobina ljuštura od morskih školjki (krupnozrna do sitnozrna), sa setovima tabularne kose slojevitosti, reaktiviranim i erozionim površinama i drugim osobinama peščanih talasa. U celini, ova sukcesija ima rekurentan trend i to verovatno sa transgresivnim uslovima.

Kod nas u paleozojskim i mezozojskim sedimentima, svakako ima siliciklastičnih plitkomorskih sedimenata ali oni još nisu sedimentoloki detaljno obrađeni. Tek u poslednje vreme, jedan dobar primer iz ordovicijuma Istočne Srbije (Homoljske planine) prikazali su Maslarević i Krstić (1995) opisujući formaciju Komše.

9.4. PLITKOVODNI KARBONATNI SISTEMI

Deo plitkomorskih karbonatnih tvorevina ima nekih strukturnih sličnosti sa siliciklastičnim sedimentima, koji nastaju u indentičnim sredinama jer i na njih utiču talasi, plimatske promene, struje, oluje, bioturbacija i bentoski organizmi. Između njih, međutim, postoje i bitne razlike, koje najviše proizilaze iz činjenice da su plitkovodni karbonatni sedimenti praktično autohtoni nastali direktno ili na samom mestu akumulacije ili ne suviše daleko od njega. Zbog toga i niza drugih važnih razlika šelfni karbonati pripadaju posebnim sedimentološkim sistemima.

Na rasprostranjenje karbonatnih sedimenata u savremenim plitkim delovima Svetskog mora utiču dva najvažnija faktora: tektonika i klima. Oni posredno ili neposredno imaju za posledicu niz faktora drugog reda. Tektonika određuje osobine reljefa na susednom kopnu, karakteristike drenažne mreže i vrstu šelfa. Zajedno s klimom utiče na globalni nivo Svetskog mora preko tekto-eustatičkih, glacio-eustatičkih i regionalno-tektonskih događaja. Klima determiniše temperaturu, sistem cirkulacija, salinitet, talasnu i olujnu aktivnost, životne zajednice i dr. u morskoj vodi, a na susednom kopnu od nje zavise vodni bilans, intenzitet i oblik erozije i količina prinetog siliciklastičnog materijala.

Povećanjem toplote i saliniteta morska voda smanjuje sposobnost rastvaranja CaCO_3 u njoj, a to jako podstiče razvoj organizama sa karbonatnim skeletom i obaranje karbonata iz vode. Zbog toga se smatra da su u stvari temperatura i salinitet morske vode neposredni kontrolni faktori produktivnosti karbonatne sedimentacije na globalnoj skali.

Značajno je, da se istakne, da je današnja obilna količina karbonata na savremenim šelfovima najvećim delom organskog porekla, pri čemu je materijal nastao ili direktno od skeleta organizama ili indirektno kao nusprodukt obaranja iz morske vode usled organske aktivnosti. Količina organske produktivnosti je povezana sa geografskom širinom. Mnogo je veća u geografskim širinama između 30° S i J. od ekvatora nego izvan tog pojasa zbog više temperature morske vode i povećane insolacije. Mnogi veliki tvorci karbonata kao što su hermatipski koralni, kodijacejske zelene alge žive samo u toplim tropskim morima. Šelfni karbonati danas, međutim, nisu ograničeni samo na prostore između 30° severne i južne širine. Ima ih i daleko na severu, jer su mekušci i krečnjačke crvene alge mnogo tolerantniji pa omogućavaju nastanak karbonatnih taloga i do vrlo visokih širina (na pr. do 76° na severu).

Produktivnost je, takođe, povezana i sa okeanskim apvelingom (uzgonskim strujama) koji iz dubine prinose nutrijente na šelf pretežno pored zapadnih oboda kontinenata.

Glavna produktivnost karbonata organogenog porekla odvija se u morskoj vodi na dubini od 10 do 15 m. Tako na primer, koralni na barijernim sprudovima žive i na većim dubinama, do 50 m, ali najbogatije krečnjačke skelete izgrađuju na dubinama manjim od 5 m. Slično važi i za kodijacejske zelene alge (*Penicillus* i *Halimeda*), koje mogu da naseljavaju sredine ispod 50 m dubine, ali na Bahamima i južnoj Floridi najveće količine krečnjačkih sedimenata produkuju na dubinama manjim od

15 m. Zbog ovakvog stanja plitki deo sublitorala, do dubine od 15 m, smatra se za "tvornicu karbonata".

Donja granica fotičke zone je druga važna granica za formiranje karbonata. Iznad nje žive organizmi koji su sposobni za fotosintezu: alge, morske trave i metazoi u simbiozi sa algama (na pr. hermatipski korali), odnosno veoma značajni tvorci karbonata. To su, međutim, i drugi organizmi važni za karbonate kao što su endolitske alge, koje svojim delovanjem dovode do bioerozije i mikritizacije postojećih karbonatnih tvorevina. Ova granica se menja u zavisnosti od prozračnosti vode i jačine sunčevih zraka i može da se nalazi na dubini do 100 i više metara.

Generalno posmatrano najvažniji izvor karbonatnog materijala je plitak, dobro zagrejan i osvetljen deo sublitoralne zone. Detritičan materijal odatle se prenosi talasima i olujama u supralitoralnu zonu, a gravitacionim tečenjem u region batijala i abisalnih depresija (Sl. 230.).



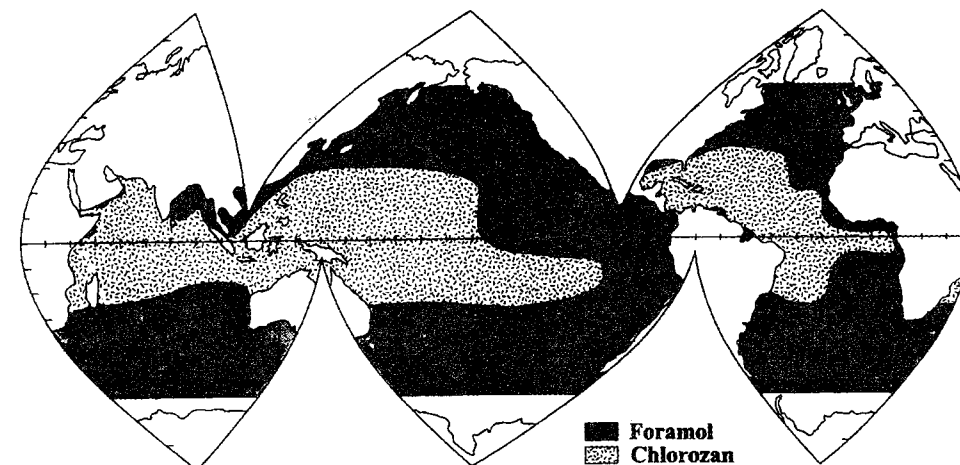
Sl. 230 - Skica glavnih zona karbonatne akumulacije. James, 1981.

Pri sedimentološkom proučavanju uslova nastanka karbonata iz geološke prošlosti istraživači ne smeju da se oslone samo na podatke o savremenoj karbonatnoj sedimentaciji. U tom poslu moraju se imati u vidu tri činjenice: (1) savremeni karbonati su skoro u celini organogenog porekla, osim ooida i nekih muljeva, a to nije uvek morao biti slučaj; (2) zbog kvartarnih glacio-eustatičkih promena mnogi karbonatni sedimenti na šelfu su reliktni iako su još nekonsolidovani; (3) današnji opšti nivo svetskog mora je znatno niži nego što je bio tokom dužeg vremena u geološkoj prošlosti. Zbog ove poslednje činjenice, danas nigde nema epeiričkih pelaških sedimenata, koji su se povremeno formirali u geološkoj istoriji (u ordovicijumu i kredi).

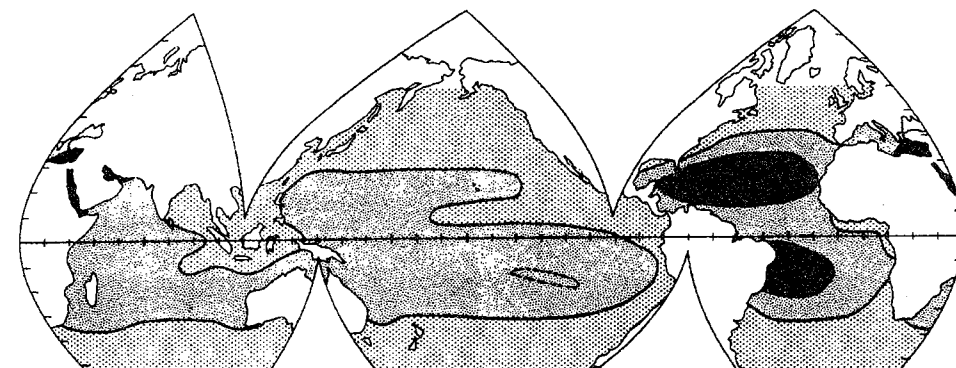
9.4.1. Glavne litofacije i sredine

Proučavajući globalnu distribuciju zrna u karbonatnim plitkovodnim sedimentima Lees i Bullar (1972) su konstatovali da postoje tri asocijacije skeletnih (foramol, hlorozoan i hloroalgalna) i tri zajednice neskeletnih čestica.

Foramol asocijacija se sastoji od detritusa i celih ljuštura bentoskih foraminifera, mekušaca, briozoja i krečnjačkih crvenih alga kao glavnih komponenti, a u manjoj meri može da ima ostataka bodljokožaca, ostrejida i spikula sundera. U hlorozoan zajednici uz mnoge foramol elemente, glavni karakteristični članovi su hermatipski korali i krečnjačke zelene alge (Sl. 231.). Posebna varijanta ove asocijacije je hloroalgalna u kojoj nema hermatipskih korala.



Sl. 231 - Predviđeno rasprostranjenje asocijacija skeletnih zrna u plitkovodnim (0-100 m) karbonatnim sedimentima savremenih mora i okeana između 60° S i J širine. Mada se to odnosi samo na plitkovodne prostore granice su povučene i preko okeana, jer plitkovodnih pragova ima i u okeanima. Lees, 1975, iz Reading-a, 1978.



Sl. 232 - Predviđeno rasprostranjenje asocijacije neskeletnih zrna u plitkovodnim (0-100 m) karbonatnim sedimentima savremenih mora i okeana između 60° S i J širine. Ograničenja su ista kao i na prethodnoj slici. Lees, 1975, iz Reading-a, 1978.

Glavna neskeletna zrna su ooidi i njihovi agregati i peleti. Oni se javljaju u tri jasno odvojene kombinacije: u sedimentu (1) ima samo peleta, (2) ima oolita i njihovih agregata sa peletima ili su (3) bez peleta (Sl. 232.).

Rasprostranjenje zajednice skeletnih i neskeletnih krečnjačkih zrna je direktno povezano sa temperaturom i salinitetom morske vode. Hlorozoan skeletna socijacija je tipično toplovodna (tropska i suptropska) tvorevina. Ona ne može da opstane u vodama čija površinska temperatura pada ispod 15° C, a toleriše samo normalan salinitet (32-42 ‰). To važi i za neskeletnu hlorozoan asocijaciju u kojoj se nalaze ooidi i njihovi agregati sa ili bez peleta. U vodama s povišenim salinitetom korali ne mogu da opstanu ali ostaju zelene krečnjačke alge i formiraju hloroalgalnu asocijaciju. To su opet suptropski pojasevi sa 15 do 25° geografske širine, gde srednja temperatura prelazi 18° C i evaporacija prelazi precipitaciju.

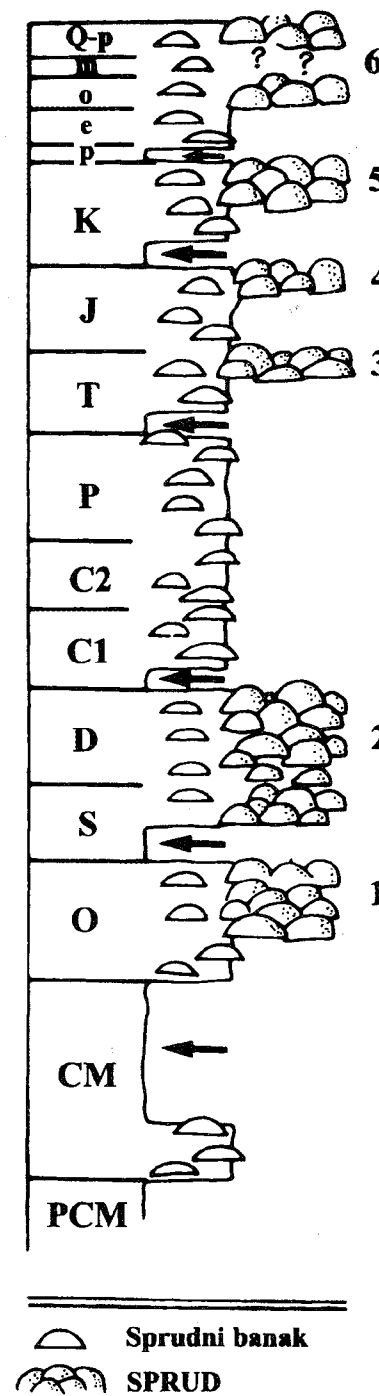
Foramol asocijacija je vezana za vode u kojima je temperatura morske vode ispod 15°C (čak do 0°C). Od neskeletnih elemenata u njoj ili nema ništa ili ima samo peleta.

Glavni veliki sedimentacioni sistemi hlorozoan i foramol asocijacija su otvoreni karbonatni šelfovi (obični ili s blagim nagibom tipa rampe), zaštićeni karbonatni šelfovi (normalni ili s velikim barijernim sprudom), epeiričke i izolovane karbonatne platforme. U tim plitkovodnim karbonatnim sistemima nalaze se sledeće facije: organogeni sprudovi, organogeni humovi, skeletni peskovi, neskeletni karbonatni peskovi i karbonatni muljevi.

Termin facija u proučavanju karbonatnih sedimenata koristi se na tri različita načina. Za označavanje: (1) litofacijlanih osobina (na pr. koso slojeviti oolitski grenstoni), (2) sedimentacionih sredina (plimatska ravnica) i (3) za depozicioni proces i sediment nastao u njemu (na pr. olujni skeletni peskovi, eolijaniti). Sem toga, kada su u pitanju karbonati, u upotrebi je i specijalan termin - mikrofacija, koja se široko koristi za opisivanje specifičnih osobina tih stena pri njihovom proučavanju u mikroskopu. Razmatranja o kojima je ovde reč imaju u vidu sva tri pomenuta prilaza facijama u karbonatima.

9.4.1.1. Organogeni sprudovi

Pod sprudom, u okeanografiji se podrazumeva svaki podvodni greben istaknut u morfologiji dna basena. Organogeni sprud je krečnjački deponat nastao na mestu od sesilnih organizama. On je, takođe, istaknut u reljefu, tvrd i otporan na rad talasa. Sve organogene konstrukcije, međutim, nemaju i nisu imale takve osobine pa se mnogim istraživačima naziv sprud učinio neopravdan. Zbog toga je Cumings (1932) uveo naziv bioherm i biostroma. Bioherm za nagomilanja organogene materije u vidu nepravilnih sočiva, a biostroma kada su ta nagomilanja u vidu slojeva. Upotreba ta dva naziva danas je dobila drugi smisao. Termin biostroma označava akumulaciju biogenih odlomaka, koji ne moraju obavezno da budu na mestu. Neki geolozi, isto tako, koriste naziv bioherm za svaku brežuljkastu akumulaciju skeletnog materijala. Sudeći po tome, neki biohermi jesu pravi organogeni sprudovi a neki nisu, ali svi sprudovi jesu biohermi.

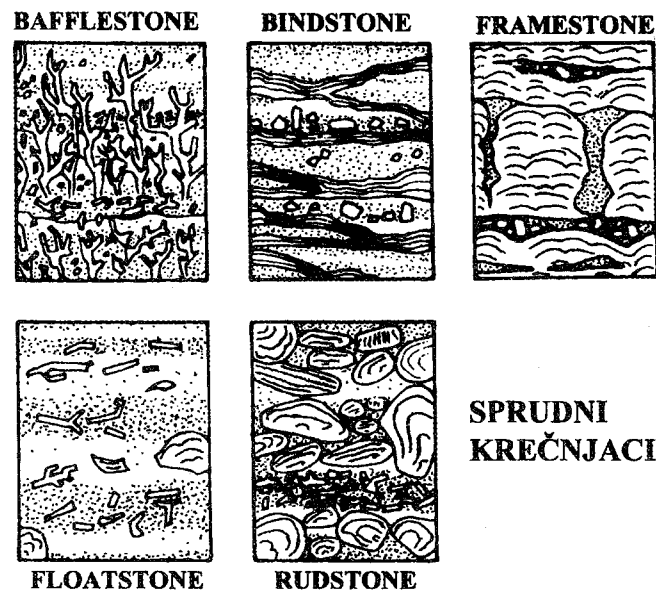


U literaturi se nalaze podaci po kojima organogeni sprudovi mogu da nastanu na dosta različitim dubinama, temperaturama i salinitetima morske vode. U tome ima mnogo terminološke zbrke, jer se sprudovima nazivaju tvorevine koje im samo nalice, ali nisu sprudovi u pravom smislu reči. Većina savremenih pravih sprudova, međutim, nalazi se u toploj, bistroj, plitkoj i ustalanoj morskoj vodi. Zato su oni najpotpunije razvijeni na obodnim stranama šelfova, otvorenim prema okeanu i karbonatnih platformi, gde su vetar i talasi postojani i upravljani prema kopnu.

Savremeno sedimentološko shvatanje organogenih sprudova zasnovano je na činjenici da u njima postoji potpuni spektar organizama sprudotvoraca kakav se danas nalazi u tropskim delovima okeana. Kritičan element bez koga nema sprudnog jezgra je prisustvo skeletnih metazoa, koji luče dugačke, razgranate i robustne polusferične ili tabularne skelete. Bez njih sprud ne bi mogao da opstane u zoni stalnog snažnog talasanja i turbulencije, jer bi manje i finije forme bile razbijene, zdrobljene i raznete. Ovakvi glavni i veliki skeletni metazoi nisu postojali uvek u toku fanerozoika, pa u takvim intervalima na Zemlji i nije bilo pravih sprudova (Sl 233.). Onda, međutim, kada su takvi oblici bili razvijeni, svakom vreme je imalo svoju specijalizovanu grupu. U srednjem i gornjem ordovicijumu to su briozoji, stromatoporidi i tabularni korali; u gornjem trijasu i gornjoj juri su korali i stromatoporidi; u gornjoj kredi rudisti, a u neogenu skleraktinijski korali.

Sl. 233 - Idealizovan stratigrafski stub za fanerozoik sa ilustracijom vremena kada nije bilo pravih sprudova (strelice), vremena kada je bilo samo organogenih humova i vremena kada je bilo i jednih i drugih. Brojevi označavaju različite asocijacije sprudotvoraca. James, 1981.

U organogenom sprudu materijal se akumulira u dva različita oblika. U vidu biolitita i biogenog detritusa. Po Embry i Klovana (1971) biolititi mogu biti: baflostoni, bindstoni i framstoni (Sl. 234.). Baflostoni imaju stabilno pričvršćene vertikalne i razgranate skeletne organizme kao što su hermatipski korali, koji između svojih kolonija zadržavaju ostale sedimente. Naziv bindston se koristi za organogene inkrustacije, koje kao neke koralne alge, tabularno prekrivaju i povezuju organogeni detritus. Framstoni se sastoje od jako masivnih skeleta kakve mogu da imaju neki korali. Sve ove vrste biolitita izgrađuju sprudnu rešetku ili karkas. To je armatura spruda i njegov najkarakterističniji i obavezan deo. Ostali deo spruda je sastavljen od biogenog detritusa koji kasnije lomljenjem i mrvljenjem organogenih skeleta talasima ili uz pomoć organizama (na pr. papagajaska riba *Lithodomus*, bakterije, sunđer i endolitske alge). Bioliti karkasa na mestu uvek zahvataju manje od 50% sprudne zapremine a veoma često učestvuju u njoj svega sa 25%. Značajno je, međutim, da znatan deo postojeće sprudne rešetke može da bude razoren fizičkim, biološkim i dijagenetskim procesima. To se naročito zapaža u fosilnim sprudovima. Na osnovu gustine organogenih elemenata u sprudnoj rešetki po Riding-u (1990), razlikuju se rastrkani, rešetkasti i cementovani sprudovi.

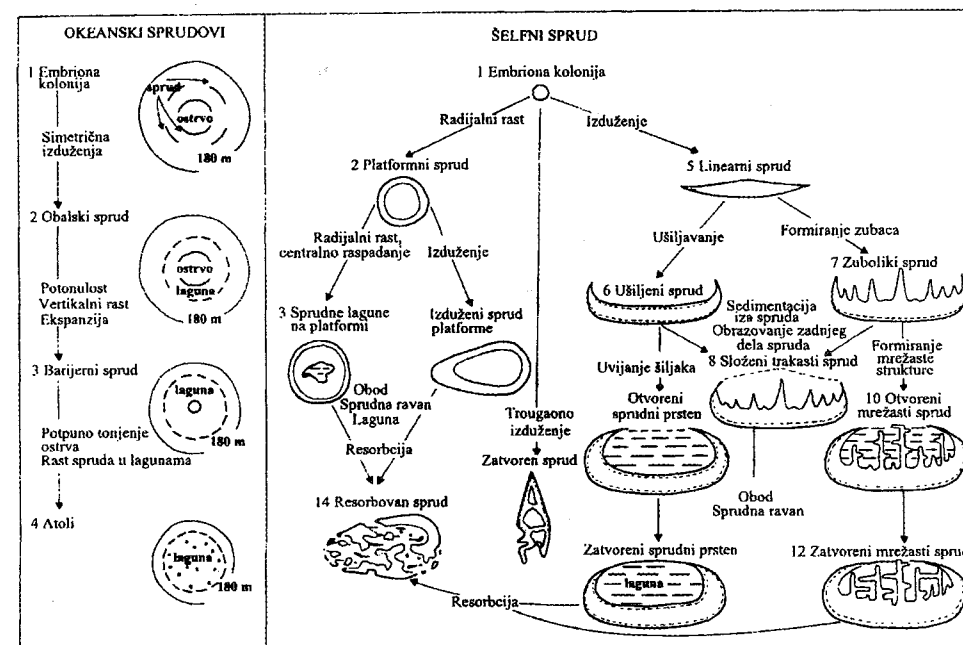


Sl. 234 - Interpretativna skica raznih tipova sprudnih krečnjaka. Embry & Klovana, 1971, iz James -a, 1981.

Po obliku i položaju u odnosu na kopno sprudovi se dele po Darwin-u (1842) na: obodne ili ivične, barijerne i atolske. Obodni se nalaze uz kopno, naslanjaju se na njega i opasujući ga prate obalsku liniju. Barijerni sprudovi su od obale uvek udaljeni i odvojeni užim ili širim lagunskim kanalom. Atoli su okeanski sprudovi, daleko od kopna, prstenastog oblika i u sredini zatvaraju kružnu lagunu. Ova uprošćena podela

sprudova i danas je veoma dobra. Uz pomenute tri vrste sprudova potrebno je dodati i četvrtu - sprudne humove (patch reefs). To su simetrični ili nepravilni sprudovi koji nastaju u relativno mirnoj vodi iza zone barijernih sprudova.

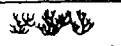
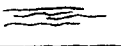
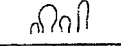
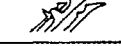
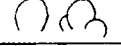

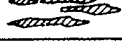
Od ostalih pokušaja da se klasifikuju sprudovi nešto veću pažnju zaslužuje ona koju je uradio Maxwell (1968). U njoj su izdvojene dve glavne kategorije: okeanski i šelfni sprudovi. Okeanski se poklapaju sa Darwinovom podelom, a šelfni imaju različite oblike, koji zavise od preovlađujućih uticaja talasa ili struja (Sl. 235.).

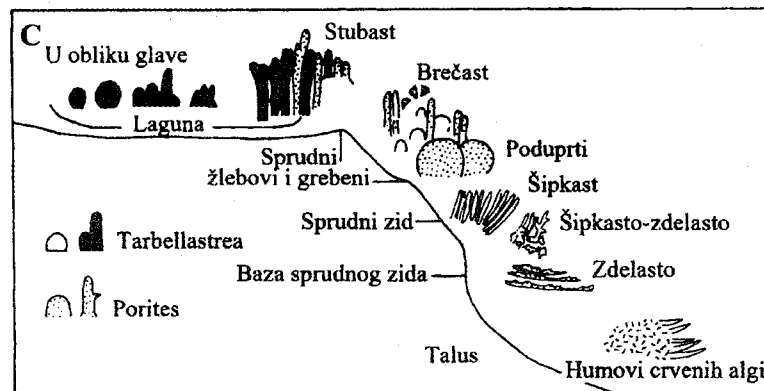
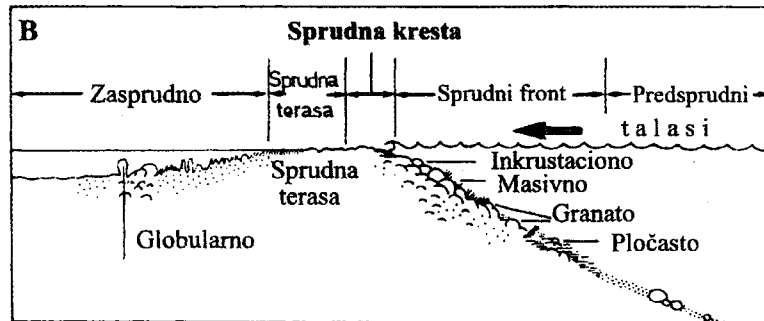


Sl. 235 - Klasifikacija sprudova. Maxwell, 1968, iz Reading-a, 1978.

U organogenim sprudovima ima mnogo malih sedimentacionih sredina sa širokom lepezom uslova koji se karakterišu jako niskom energijom ali i razornim udarnim talasima. Glavne su u njima, međutim, tri sredine: predsprudna, sprudno jezgro i zasprudna (Sl. 236.).

Na prednjoj strani spruda, okrenutoj otvorenom moru, nalazi se predsprudna halda sastavljena od loše sortiranog i neobrađenog komada skeleta organizama, koji nastanjuju krestu i čelo spruda. To su santimetarski do metarski fragmenti biolitita povezani krupnozrnim kalcitim druznim cementom s promenljivom količinom sitno izdrobljenog skeletnog materijala u matriksu. Glavne stene su bioruditi, odnosno rudstoni i grenstoni. Mnogobrojne šupljine između fragmenata su ili potpuno prazne ili ispunjene detritusom sa geopetalnim osobinama. Sa udaljavanjem od sprudnog čela opada veličina fragmenata i povećava se količina skeleta organizama koji naseljavaju predsprudnu haldu. U prvom redu reč je o odlomcima skeleta ehinodermata,

A	Oblik rasta	Sredina	
		Energija talasa	Sedimentacija
	Fini, granast	niska	visoka
	Tanak, fini, pločast	niska	niska
	Zaobljen, sa glavom stubast	umerena	visoka
	Grub, grana se kao drvo	srednje visoka	umerena
	Polusferičan (doma) nepravilan i masivan	srednje visoka	niska
	Inkrustacioni	intenzivna	niska
	Tabularan	umerena	niska



Sl. 236 - (A) oblici rasta sprudotvornih metazoa i metafita i njihov odnos prema energiji talasa i sedimentaciji. (B) Profil kroz hipotetički sprud na kome su prikazani različiti morfološki oblici sprudotvoraca. (A) i (B) zasnovano na James-u (1984). (C) Morfološki oblici korala iz miocenske "sprudne jedinice" Mallorka, Španija. Pomar i dr., iz Tucker-a i Wright-a, 1990.

krečnjačkih sundera, usamljenih korala i bentoskih foraminifera. Povećava se i količina matriksa. Glavna tekstura u ovoj sredini je slabo izražena kosa slojevitost sa padovima do 15° prema otvorenom moru.

Sprudno jezgro nastaje od organizama koji naseljavaju sprudno čelo, krestu i terasu. One su sve okrenute prema otvorenom moru i talasima, i zaposednute glavnim sprudnim organizmima čiji skeleti izgrađuju vertikalne (korali, hidrozoje, granate koralinaceje, a ređe stromatoporidi i rudisti) i horizontalne elemente (koralinacije i druge krečnjačke alge) sprudne rešetke. Generalno posmatrano tu se razlikuju dva pojasa: spoljašnji, zaravnjen i prekriven inkrustacijama koralinskih alga i unutrašnji bogat raznovrsnim razgranatim sprudotvorcima. Prvi pojas je izložen visokoj energiji prelomljenih talasa i u stvari obezbeđuje sprud od brzog razaranja. Sprudotvorci se litifikuju tu na mestu gde su bili i u položaju kako su živeli i tako svojim prisustvom označavaju položaj sprudnog jezgra i karkasa. U ovim karkasnim biolititima uvek ima 10 do 40% skeleta sačuvanih u prvobitnom položaju. Ostali deo sprudnog jezgra, koji ispunjava međuprostore u sprudnoj rešetki, sastavljen je od krupnog i sitnijeg autohtonog detritusa sprudotvoraca. Ti fragmenti su loše sortirani i nemaju nikakvih unutrašnjih ili spoljašnjih tekstura. U brojnim porama u steni ima dosta sparita. Uz sprudotvorce uvek ima skeleta i od drugih raznovrsnih bentoskih organizama, a nalaze se i mnogobrojni tragovi bušaća. U upadljivo masivnim stenama sprudnog jezgra karakteristično je odsustvo oolida, peleta i agregatnih zrna. Glavne stene na čelu i kresti spruda su bafilstoni, bindstoni i framstoni, a na terasi se nalaze rudstoni i grenstoni.

Kada je razvijeno, sprudnom jezgru pripada i ostrvo. Na njemu se nalazi krečnjački pesak i organogeni šut otkinut talasima iz sprudnog karkasa, obrađen olujnim talasima i vetrom prebačen u njegovo zaleđe. Ovaj materijal je većinom dobro obrađen i srednje sortiran, a često ima i dobro izraženu kosu slojevitost i poznat je pod nazivom eolijanit.

U atolima mogu da se razlikuju privetreni i zavetreni delovi sprudnog jezgra. Ovi drugi imaju sve osobine prvih, ali su slabije razvijeni zbog manjeg rasta zavetrenih delova spruda. Obično tu nema koralnog ostrva.

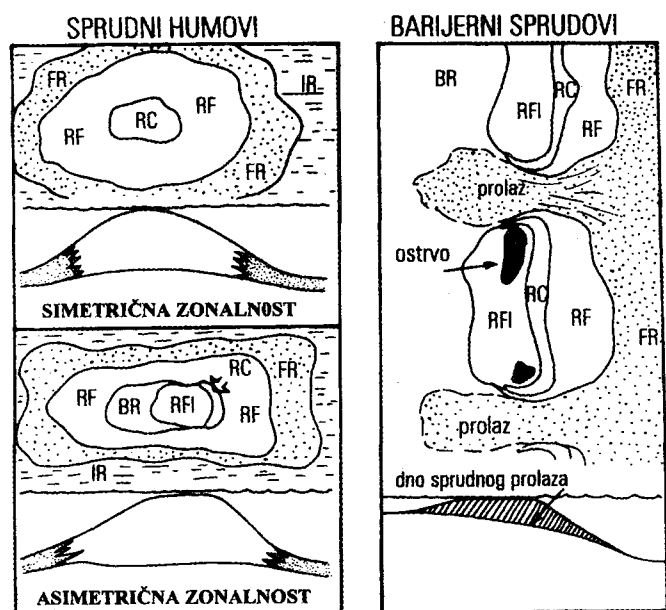
Zasprudna sredina se nalazi iza sprudne terase ili ostrva, odnosno iza sprudnog jezgra. Njoj pripadaju zaštićeni plićak i laguna u kojima je energija vode niska. Tu se nalaze dobro zaobljeni i srednje sortirani peskovi i mikriti skeletnog porekla. Bliže karkasu i ostrvu su peskovi, a dalje od njega mikriti. U njima ima ljušturica foraminifera (naročito milolida), zatim skeleta krečnjačkih zelenih algi (*Penicillus*, *Halimeda*), onkoida, obavijeni bioklasta i peloida. Sa smanjivanjem energije vode povećava se količina mikrita, fekalnih peleta, agregatnih zrna, miliolida, ostriga i gastropoda.

Mestimično nalaze se usamljeni bokori koralnih i hidrozojskih razgranatih kolonija i sprudni humovi koji tu čine jedine neravnine. Glavne stene iz zasprudne sredine su grenstoni, pakstoni, vakstoni i mudstoni (mikriti). Od tekstura naročito upadljiva je pločasta do debela paralelna slojevitost.

Raspoznavanje predsprudnih sedimentata, zatim i sprudnog jezgra i zasprudnih tvorevina u nekadašnjim sedimentima je veoma važan posao u otkrivanju njihove nekadašnje prave sprudne prirode i to u izdamačkim razmerama, jer su dimenzije

sprudova kilometarske do dekakilometarske. Treba naglasiti da je sprudna priroda nekih organogenih krečnjaka sigurno utvrđena samo onda kada se u njima konstatuju sigurni elementi karkasa.

Po James-u (1981) u mnogim slučajevima u razvoju sprudnog kompleksa mogu da se razlikuju četiri stadijuma sprudnog rasta: pionirski, kolonizacioni, diverzifikacioni i dominacioni. U prvom stadijumu skeletni krečnjački mulj raznog porekla prekriva se i stabilizuje zelenim krečnjačkim algama, korenjem morskih trava ili organima za pričvršćivanje sesilnih metazoa. Za vreme kratkog drugog stadijuma stabilizovana podloga se kolonizuje upadljivo razgranatim, masivnim ili lamelarnim organizmima među kojima često preovlađuje samo jedna vrsta. Između njih se formiraju mnoge manje niše naseljene brojnim drugim pričvršćenim i inkrustacionim organizmima, a ispunjavanjem šupljina često nastaju laminirani agregati fibroznog kalčita (tzv. stromataktiti). Za diverzifikacioni stadijum povezan je nastanak glavne mase organogenog spruda. Tada se jako povećava broj i raznovrsnost glavnih sprudotvoraca i način njihovog rasta. U sprudnoj rešetki zato nastaje sve više praznih prostra, koji se ispunjavaju organogenim detritusom. Prelaz u poslednji stadijum obično je veoma nagao, u njemu ponovo preovlađuje mali broj taksona sprudotvoraca i to onih koji imaju inkrustacioni ili lamelarni rast. Sem toga, jako dolaze do izražaja i efekti razaranja spruda talasima.



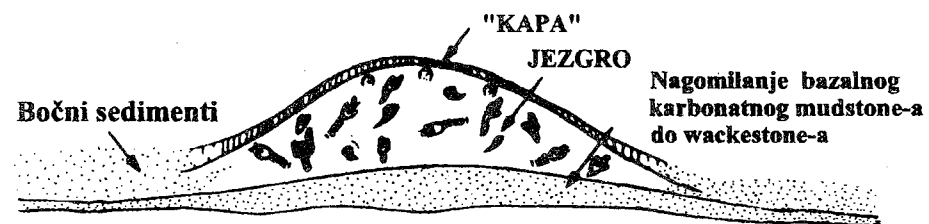
Sl. 237 - Skica različitih sprudnih humova i barijernih sprudova u planu i profilu. Legenda : IR - međusprudni prostor; FR - predsprud (sprudna padina u simetrično zonalnim sprudovima); RF - sprudni front (sprudni obod ili prednji deo spruda kod nekih autora); RC - sprudna kresta; RFI - sprudna terasa; BR - zasprudni deo. James, 1981.

U zaleđu barijernih sprudova u relativno zaštićenoj sredini nastaju humovi. To su organogene konstrukcije okruglog, eliptičnog ili nepravilnog oblika. Imaju sve karakteristike pravih sprudova ali je njihov raspored većinom simetričan zbog smanjenog uticaja talasa (Sl. 237.).

9.4.1.2. Organogeni humovi

U morima gotovo svih širina dosta česta su nagomilanja materijala organogenog porekla u obliku manjih ili većih humova sa stranama koje mogu biti i prilično strme (do 40°). Nastaju u mirnim vodama iza barijernih sprudova ili na šelfu sve do njegovih margina pa čak i u dubljim basenima. Sastoje se od loše sortiranog bioklastičnog krečnjačkog mulja sa manjom količinom baundstona. Danas u njima preovlađuju ostaci alga, briozoja, sundera, crva i korala, a ranije su značajnu ulogu imali i ehinodermati. Uprkos obilju organogenog materijala ovi humovi nemaju sve bitne osobine karakteristične za organogene sprudove. Pre svega nemaju jasno organizovan karkas.

SPRUDNI BANAK



Sl. 238 - Profil kroz hipotetički organogeni hum koji ilustruje geometriju raznih facija. James, 1981.

Po James-u (1981) organogeni humovi (reef mounds) se sastoje od četiri dela: (1) bazalnog nagomilavanja bioklastičnog karbonatnog materijala i vakstona, (2) debelog masivnog krečnjačkog jezgra od mudstona i bafstona, (3) padinskih uslojenih bioklastičnih krečnjaka (sa školjkama, briozojama, krinoidima, dendroidnim korallima, granatim koralinacejama, tabularnim foraminiferima i dr.), i (4) tankog pokrivača huma od inkrustacionih ili lamelarnih oblika, mestimično od hemisferičnih formi i ispranog krečnjačkog peska ("kapa"). Smatra se da oni nastaju postepeno zadržavanjem i inkrustiranjem lokalnih obilnih produkcija krečnjačkih sedimenata što je potpomognuto strujama i olujama (Sl. 238.).

U fosilnom stanju organogeni humovi imaju izgled sočiva i nepravilnih nejasno slojevitih ili neslojevitih krečnjačkih tela metarskih dimenzija. Razlikuju se po grupama organskih ostataka od kojih su izgrađeni (algalni, biozojski, krinoidski; ranije arheocijatidni, stromatoporidni, pahiodontni i sl.).

9.4.1.3. Skeletni peskovi

Zrna arenitskih dimenzija nastala od karbonatnih skeleta organizama čine skeletne peskove. Uz njih može ponekad da bude i karbonatnog mulja, a mestimično ima i bogatih nagomilanja zrna veličine šljunka. Sastav čestica se dosta menja što zavisi od njihovog porekla, dubine vode i lokalnih procesa. Po poreklu skeletne čestice većinom potiču od alga, foraminifera, korala, mekušaca, briozoja i ehinodermata. Planktonski foraminiferi obično se nalaze u sedimentima spoljašnjih delova šelfa.

Zrna skeletnih peskova sama ili sa neskeletnim česticama mogu da budu spleljena mikrosparom u grudvaste ili grozdaste agregate veličine 0.5 do 2.5 mm. To se dešava isključivo u plitkim zaštićenim, prostorima u kojima se smenjuju kratke faze uzburkanosti taloga i dugi periodi njihovog mirovanja.

Skeletni peskovi se javljaju u vidu pešćanih pojaseva u gornjim delovima otvorenih šelfova i uz marginalne barijerne sprudove, odnosno u plitkovodnom području u kome je produkcija karbonata najveća. Tu se oni i formiraju na razne načine: direktnim taloženjem ljušturica (foraminifera) ili drobljenjem krupnijih skeleta. Peskovi u pojasu gornjeg šelfa nagomilavaju se talasima i olujama u vidu priobalskih grebena raznih tipova. Uz šelfne platformne marginalne sprudove skeletni peskovi čine mobilne pojaseve, koji imaju formu pešćanih talasa, koji brzo migriraju samo za vreme oluja. Ovi peskovi potpuno su čisti, jer snažna talasanja i struje sprečavaju obaranje karbonatnog mulja. Izvan pomenutih pojaseva skeletni peskovi čine tanke pešćane pokrove od autohtonog materijala ili su tu dospeli preraspoređivanjem sedimenata olujnim procesima. U njima često ima i karbonatnog mulja.

Transport skeletnih peskova od mesta nastanka do mesta odlaganja nije veliki. Sem toga, u sredinama u kojima se skeletni peskovi nagomilavaju fizički procesi su srednje jaki pa zbog svega toga njihova sortiranost, zaobljavanje i promena oblika zrna nisu dobro izraženi. Nema u njima ni mnogo tekstura fizičkog porekla osim lokalnih pešćanih talasa i talasne kose slojevitosti. Bioturbacije mogu da budu prilično rasprostranjena pojava.

9.4.1.4. Neskeletni peskovi

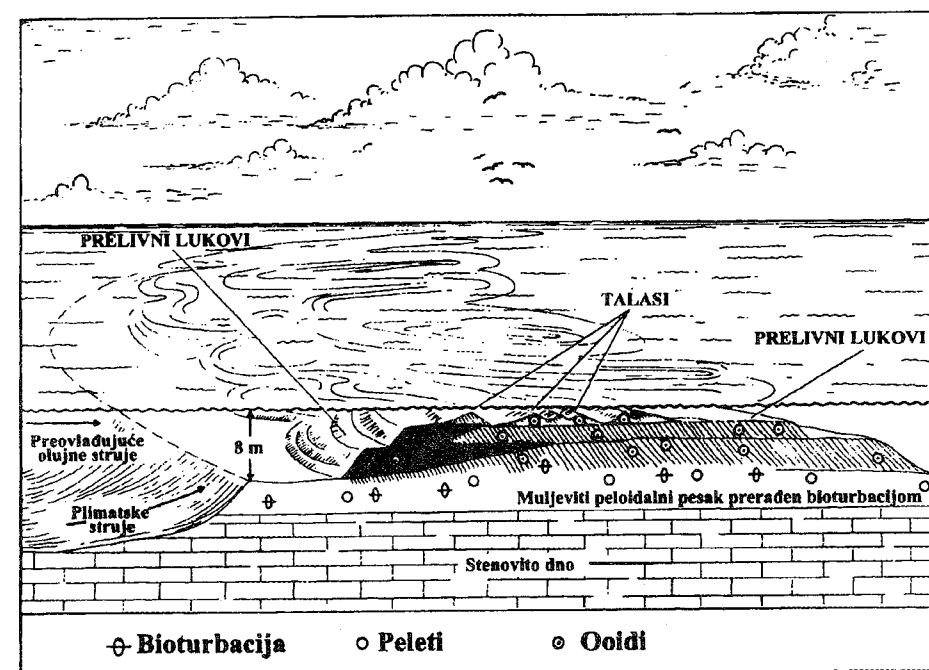
U grupu neskeletnih karbonatnih peskova spadaju: ooidi, onkoidi, peloidi, njihovi agregati i krečnjački klasti. Za ooidi i onkoide upotrebljava se i zajednički naziv - obavijena zrna.

Ooidi su sferična zrna sastavljena od mikrokoncentara. Većinom se nalaze tamo gde nema nikakvih drugih karbonatnih zrna. Savremeni ooidi se formiraju u veoma pokretnoj vodi plićoj od 5 m. Pri tome plimatske struje su glavni fizički agensi. Te struje u plimatskim pojasevima (plimatski kanali i delte), zaštićenim šelfovima i lagunama i unutrašnjosti karbonatnih platformi gde mogu da čine prostrane plićake. Čak se masovno premeštaju i u dubokomorski region.

Mikrokoncentri ooida sastoje se od različito orijentisanih aragonitskih igličastih zrna što zavisi od dinamike sredine u kojoj su nastali. Nepravilna ori-

jentacija zrna dolazi ili od njihovog brzog nagomilavanja ili od naknadne mikritizacije zrna. Radijalna građa je karakteristična za sredine niske energije a tangencijalna se formira u sredinama sa visokom hidrodinamičkom aktivnošću.

Ooidi su poligenetska grupa. Detaljna njihova proučavanja pokazala su da su neki od njih sigurno nastali čistim hemijskim obaranjem CaCO_3 iz vode a drugi nose sigurne dokaze o tome da su biološki procesi imali značajnu ulogu u njihovom nastanku. Smatra se, takode, da pri nastajanju ooida ima dve faze. U jednoj se hemijski obaraju aragonitska zrna a u drugoj je ceo ooid bio obavijen sluzavom organskom materijom verovatno algalnog porekla. To je problematika koja se još uvek intenzivno proučava, posebno zbog toga što ooidi nastaju, u stvari, u veoma širokoj lepezi sredina: od šelfa i karbonatne platforme, preko laguna, jezera, reka i pećina do karbonatnih zemljišta. Zbog toga sam nalazak ooida nema nikakav dijagnostički značaj za utvrđivanje sedimentnih sredina. Za sada je postupak još uvek obrnut; tek kada se na osnovu drugih činjenica utvrdi poreklo sedimenata u kojima se nalaze ooidi poznato je gde su oni i nastali.



Sl. 239 - Shematski blok dijagram pojasa oolitskih peskova. Ball, 1967, iz Readinga, 1978.

Ooidi i njihovi agregati, kao i peloidi mogu da nastanu i opstanu samo u vodi koja ima višu temperaturu od 15°C . To je konstatovano u dve značajnije oblasti savremenog formiranja ooida i njihovih agregata u zavetrenim delovima bahamske karbonatne platforme (Sl. 239.) i na šelfu trušalne strane Persijskog zaliva.

Krupnije čestice neskeletnih peskova nastaju povezivanjem ooida i njihovih fragmenata međusobno i sa drugim česticama u složena obavijena zrna. Proučavanjem poslednjih u ultramikroskopu pokazalo se da su to zrna sastavljena od više hiljada manjih čestica (sitnijih od 10 mikrometra) koje su nastale i organskim i neorganskim putem.

Skoro stalno pokretanje ooidnog supstrata ima za rezultat dobro sortiranje čestica i njihovu dobru zaobljenost i nastanak pešćanih talasa raznih dimenzija. Posebno upadljive su prostrane prelivne lepeze, koje nastaju usled plimatskih struja, jer se u njima nalazi vrlo dobro razvijena kosa slojevitost velikih dimenzija sa suprotnim padovima. Sem toga, dinamična podloga sprečava naseljavanje ooidnih peskova travom i algama ali i infaunom pa nema tragova bioturbacije.

Neskeletni peskovi nastaju pretežno na gornjim delovima otvorenih šelfova ali i u pojasevima privetrenih i zavetrenih delova izolovanih karbonatnih platformi.

U raznim delovima sveta poznati su danas ooidni peskovi sa većih dubina. Tako na primer, uz poluostrvo Hatares (SAD) i uz istočne obale Indije ooliti prekrivaju spoljašnji deo šelfa na dubinama od oko 200 m. Za takve oolite se smatra da su reliktni, kao što je sigurno utvrđeno metodom radioaktivnog ugljenika i za oolite Gabenskog zaliva u Mediteranu.

Onkoidi su obavijena zrna sa nepravilnim karbonatnim mikrocentrima, koji se delom preklapaju. Oni su biogenog porekla i nastaju inkrustacionim obavijanjem od strane briozoja, korala, foraminifera, serpulida i alga. Naročito u tome učestvuju crvene i modrozelenne alge. Pojedini tipovi dobijaju nazive prema organizmima od kojih nastaju. Većinom mogu da se razviju u dosta širokim uslovima sredine što se određuje prema mestu gde žive organizmi od kojih vode poreklo.

9.4.1.5. Krečnjački muljevi i peloidi

U savremenim plitkomorskim regionima znatno rasprostranjenje imaju i krečnjački muljevi. Verovatno je da su u geološkoj prošlosti oni zahvatali još i veća prostranstva. Osnovne sedimentne čestice u tim tvorevinama su izdužena igličasta i pritkasta mikritska zrna aragonita dugačka svega nekoliko mikrometara. Većinom se nalaze u sredinama zaštićenim od jakih talasa i olujnih udara na dubinama manjim od 4 m. Taj substrat je prilično stabilan pa obično nosi dosta debeo pokrivač morskih trava (*Thalassia*) i zelenih alga (*Penicillus*, *Halimeda*). Česte su i ljuštore različitih mekušaca.

U pogledu porekla tih sitnih krečnjačkih čestica mišljenja su podeljena. Po jednim autorima mikriti nastaju usitnjivanjem (tzv. mikritizacijom) detritusa od ljuštura mekušaca endolitskih organizama. Drugi uzimaju da oni potiču većinom od nedovoljno učvršćenih igličastih zrna iz oklopa zelenih krečnjačkih alga (na pr. *Penicillus*) a treći se zalažu za gledište da se mikriti obaraju iz morskih zasićenih rastvora uz posredstvo bogatog pikoplanktona ili bakterija. Veoma je verovatno da mikriti nastaju na sva ta tri pomenuta načina.

U finom krečnjačkom mulju ima i vidljivih frakcija arenitske krupnoće što mulju daje izrazitu bimodalnost. Primarno te čestice potiču od pločica nastalih razaranjem ljuštura mekušaca i oklopa alga *Halimeda* a sekundarno su to agregati (tzv. bahamiti) i peloidi.

Krečnjački muljevi su obično jako prerađeni infaunom (bioturbacija) i korenima morskih trava tako da su masivni i bez tekstura fizičkog porekla. Morske trave i alge u velikoj meri stabilizuju substrat pa se krečnjački mulj pomera samo pod uticajem oluja.

Prostrani plitki delovi zaštićenih šelfova i karbonatnih platformi pokriveni su i muljevima u kojima ima više ili manje ovoidnih peloida. Oni su sastavljeni od haotično raspoređenih krečnjačkih čestica a veličina im iznosi od 0.15 do oko 2.00 mm po dužoj osi. Većinom su manji od 0.5 mm. Mnogi istraživači smatraju da su svi peleti fekalnog porekla, odnosno da ih proizvode određene grupe organizama. Neki ooidi i sferična zrna koji naliče peletima, međutim, ne mogu se izjednačavati s njima po poreklu jer su nastali mikritizovanjem abradovanih zrna od ljuštura ili oolita. Mikritske čestice u fekalnim peletima povezane su i manjom količinom sluzi, koji ispušta organizam iz probavnog trakta. Zbog toga peleti mogu da sadrže povećanu količinu organske materije. Peletizovani karbonatni mulj ukazuje na plitku vodu i na veoma nisku energiju sredine jer bi svako pokretanje sedimenta lako razorilo veći deo peleta dimenzija peska. Većina peloidnih sedimentata je dobro sortirana. Međusobnim povezivanjem mogu da nastanu grozdasti agregati peleta (grejpstoni po Illing-u, 1954), kao što je slučaj u bahamskoj karbonatnoj platformi. Peletni mulj obično nema drugih tekstura.

Karbonatni muljevi dominiraju u zaštićenim šelfnim lagunama i dubljim spoljašnjim marginama otvorenih šelfova.

9.4.2. Sedimentni procesi i facijalne sekvence

Izmene depozicionih uslova na šelfu dovode redovno do promena u osobinama sedimentata. Kada su krečnjaci u pitanju najdublje razlike nastaju usled izdizanja i spuštanja morskog nivoa. To je praćeno formiranjem geoloških stubova sa facijalnim sekvencama u kojima su u superpoziciji sedimenti nastali u plićim i dubljim sredinama. Značajno je, međutim, da vertikalne i lateralne facijalne sekvence nastaju i bez promena nivoa mora. Za takve facijalne promene odgovoran je samo drugo-jačiji tok jednog od pet osnovnih procesa koji su identifikovani. Reč je o sledećim procesima (Sl. 240.):

1. Progradacija plimatske ravnice. Pod dejstvom snažnih oluja karbonatni materijal iz plitkog sublitorala se redeponuje preko susedne plimatske ravnice i to tako da se ona povećava postepenom progradacijom. Zatim se te tvorevine plimatskim, mikrobiološkim i autonomnim sedimentnim procesima pretvaraju u prave taloge plimatske ravnice. Kao rezultat nastaju sekvence koje, idući nagore imaju sve plitkovodnije sedimente. Dole se nalaze relativno tanki sublitoralni karbonati, a gore plimatski sedimenti.

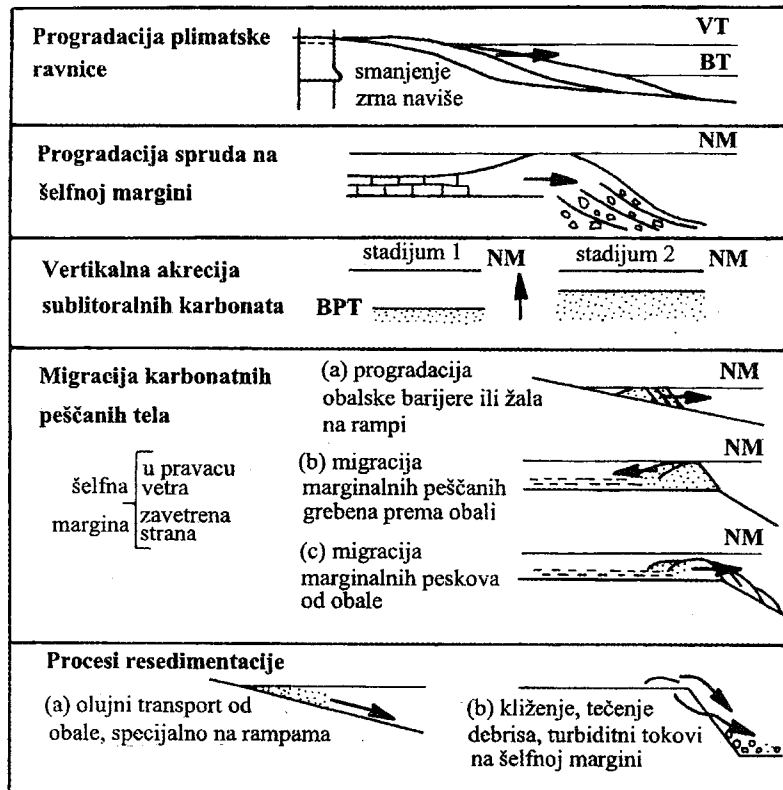
2. Progradacija sprudova. Ovaj proces se odvija na margini zaštićenog šelfa. Barijerni sprudovi imaju tendenciju da se razvijaju prema otvorenom moru i u tom pravcu da prekrivaju predsprudnu haldu nastalu konsedimentacionim razaranjem

sprudnog jezgra. Tako postaje sekvenca sa oplićavanjem nagore. Dole su predsprudni karbonatni klastiti, a gore sprudno jezgro.

3. Vertikalno nagomilavanje sublitoralnih krečnjaka. Do ove pojave dolazi kada je produkcija karbonata na šelfu ili na karbonatnoj platformi toliko snažna da sedimentaciona sredina postepeno oplićava. Od dubljeg sublitorala postaje plići da bi se potom sredina pretvorila u plimatsku. Opet se formira sekvenca sa oplićavanjem nagore.

4. Migracija karbonatnih pešćanih tela se odvija u rejonima s visokom energijom na unutrašnjoj ili spoljašnjoj margini šelfa. Na rampama karbonatni peskovi formiraju sistem obalski greben - plimatska delta, koji dalje narasta prema moru nagomilavanjem sve novog i novog materijala. U drugom slučaju, talasi i oluje prenose pesak iz plićaka na spoljašnjoj margini šelfa prema laguni i obali. Tako nastaje sekvenca sa pogrublivanjem zrna nagore. Kada su vetrovi i oluje upravljani od obale prema otvorenom moru karbonatni pesak iz priobalskih plićaka se prenosi prema kontinentalnoj padini i moru. To može da dovede do progradacije spoljašnje margine.

5. Resedimentacija priobalskih peskova prema moru. Na rampama oluje iznose karbonatne peskove iz zone plitkog žala i premeštaju ih preko sedimenata dubokih delova šelfa.



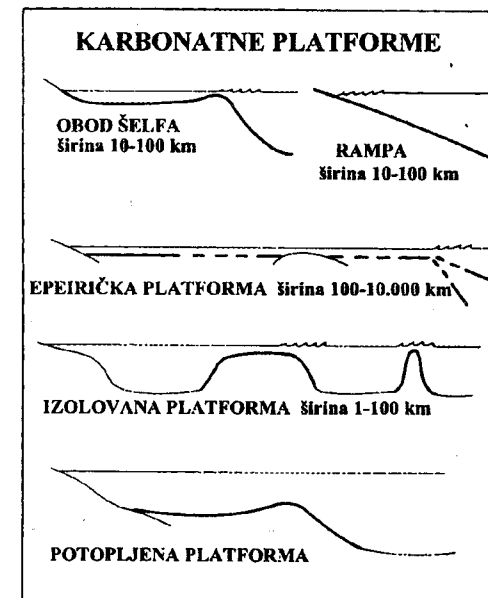
Sl. 240 - Osnovni depozicioni procesi karbonatnih sedimenata. NM - nivo mora; VT - najviši nivo talasa; BT - najniži nivo talasa; BPT - baza plimatskih talasa; Tucker, 1985.

Manje promene morskog nivoa, takođe, omogućavaju uspostavljanje novih karbonatnih facija, jer se čak i one odražavaju na zajednicama organizama, koji se menjaju i prilagođavaju novim uslovima. Sem toga, izmena klime, saliniteta, temperature vode, sistema strujanja i drugih faktora, takođe, dovode do vertikalne smene facijalnih osobina plitkovodnih karbonatnih sedimenata. Neke od tih promena se javljaju mnogostruko i to s pravilnim ponavljanjem facija u sekvencama po tipu: ABC, ABC, ABC.

Vertikalne facijalne sekvence nastale svim navedenim procesima opisane su iz mnogih karbonatnih formacija. One imaju poseban značaj pri proučavanju sedimentacionih sredina iz geološke prošlosti. Iskustva su pokazala da je interpretacija nekađasnih karbonatnih sredina sedimentacije jako olakšana kada se zaključci izvode iz postojećih vertikalnih facijalnih sekvenci i pravilnosti, koje proizilaze iz Walterovog zakona. Iz takvog integralnog proučavanja facija u njihovoj smeni mogu se izvesti sigurnija znanja o njihovom nastanku nego kada se svaka od facija (ili mikrofacija) ispituje izolovano. Ovaj zaključak je na snazi bez obzira na činjenicu što su neke od tekstura u karbonatnim sedimentima jako specifične za određene sredine (na pr. tekstura ptičje oko i sl.).

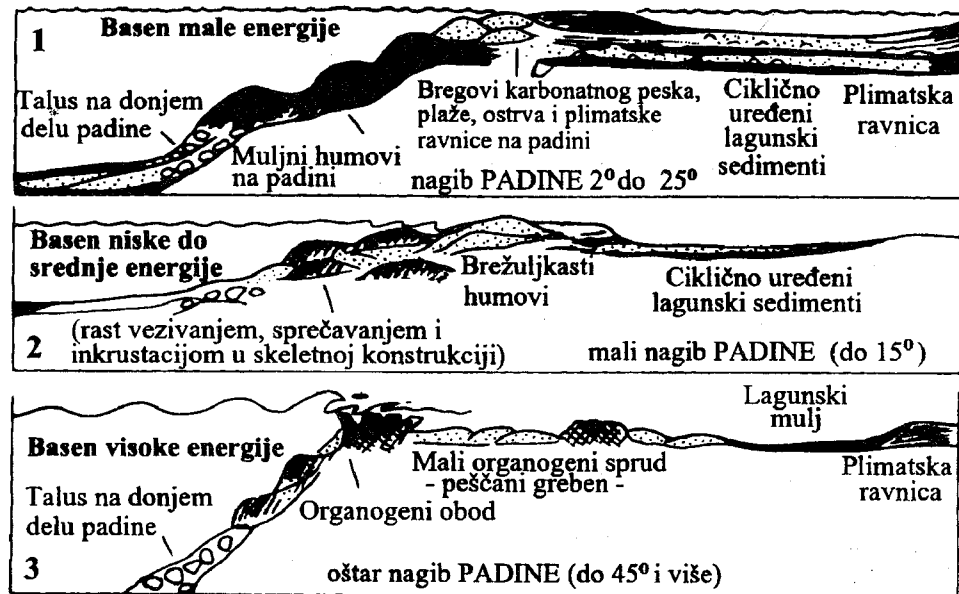
9.4.3. Glavni sistemi

Glavni karbonatni plitkovodni sistemi predstavljeni su uglavnom raznim tipovima karbonatnih platformi. Poslednjih godina pod tim, dosta slobodnim nazivom podrazumevaju se debele sekvence karbonata nastalih pretežno u plitkovodnim sredinama. Različitim sistemima karbonatnih platformi pripadaju: karbonatna rampa, zaštićeni šelf, epeirička karbonatna platforma, izolovana platforma i potopljena platforma (Sl. 241.). Ovamo spada i jedan poseban sistem koji prezentuje Velika australska barijera.



Sl. 241 - Skica glavnih kategorija karbonatnih platformi. Tucker i Wright, 1990.

Karbonatne platforme i šelfovi na obodima okrenutim otvorenom moru mogu da imaju margine sa različitim osobinama. Za sada su konstatovana tri različita tipa margina: 1. sa muljnim humovima (mud mounds), 2. sa brežuljkastim sprudovima (knoll reefs) i 3. sa barijernim sprudovima po Wilson-u (1975) (Sl. 242.).



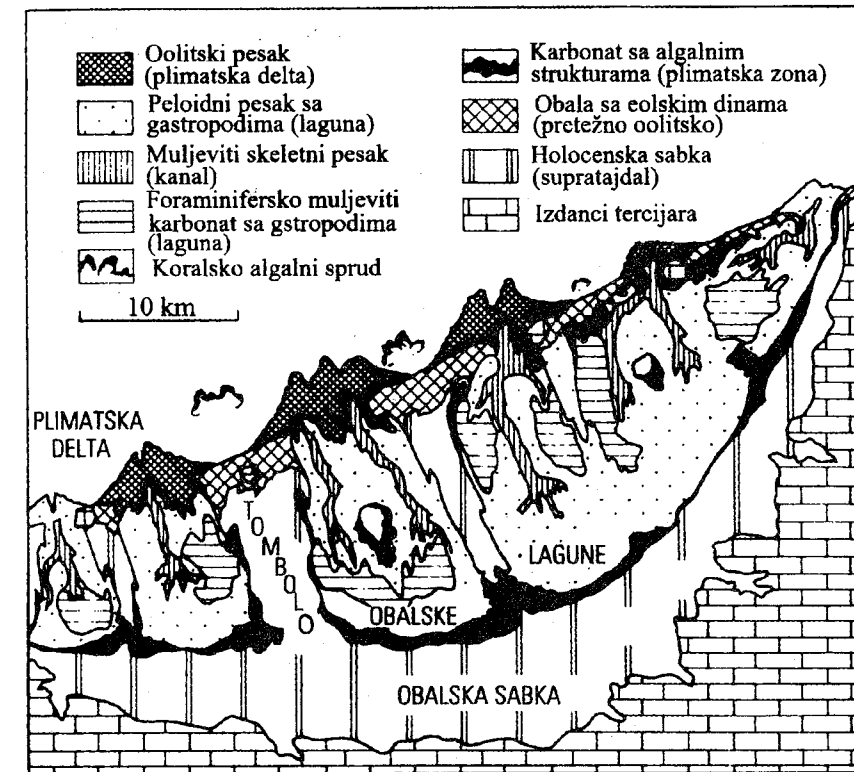
Sl. 242 - Tri tipa margina karbonatnih šelfova: 1. muljni humovi na gornjoj padini koja oivičava basen niske energije, 2. platforma sa brežuljkastim sprudovima koji oivičavaju basen srednje i niske energije, 3. obod od organogenih sprudova koji oivičavaju basen visoke energije. Wilson, 1975., iz Reading-a, 1978.

9.4.3.1. Sistem karbonatne rampe

Karbonatne rampe nastaju na blago nagnutim površinama šelfa koje padaju pod uglovima manjim od 1°. Njihova morfologija i depozicioni procesi su identični s onim na otvorenom siliciklastičnom šelfu pa zato na rampama nastaju isti sedimentni oblici. Karakteristično je da su rampe potpuno otvorene prema moru odnosno prema svim uticajima koji dolaze s te strane. Širina rampi iznosi i do 100 km.

Generalno posmatrano na rampi priobalski karbonati prema moru prelaze postepeno u plitkovodne, a zatim basenske sedimente. Karakteristične tvorevine unutrašnje rampe su skeletni i ooidni peskovi od kojih, nastaju karbonatna peščana tela, obalski grebeni, pličaci, barijere i barijerna ostrva sa pratećim oblicima. Veći deo tog materijala se nagomilava prema obali postepeno prenošen isključivo talasima i olujnim talasima pa se u njemu zapaža kosa i brežuljkasta (olujna) slojevitost. Većinom, čestice vode poreklo od zelenih krečnjačkih alga, foraminifera, sundera, hidrozoja, briozoja, crva i mekušaca.

Ispod olujne talasne baze talože se skeletni peskovi, a naročito vakstoni, čiji materijal potiče iz plićih delova rampe. Tamo je nastao od skeletnog detritusa i njegovim usitnjavanjem. Prenet je u ovu sredinu olujnim talasima koji se kreću od obale. Slojevi sa skeletnim materijalima smenjuju se sa pelaškim tvorevinama.



Sl. 243 - Shematska karta regiona Abu Dabi u srednjem delu Trušalne obale sa depozicionim sredinama i sedimentima. Purser, 1973, iz Tucker i Wright-a, 1990.

Na rampi se nalaze samo mali sprudni humovi većinom u njenom dubljem delu ili ispod obalskih barijera. Barijernih sprudova nema.

Najbolje razvijena i opisana savremena karbonatna rampa je Trušalna obala Arabijskog zaliva (Sl. 243.).

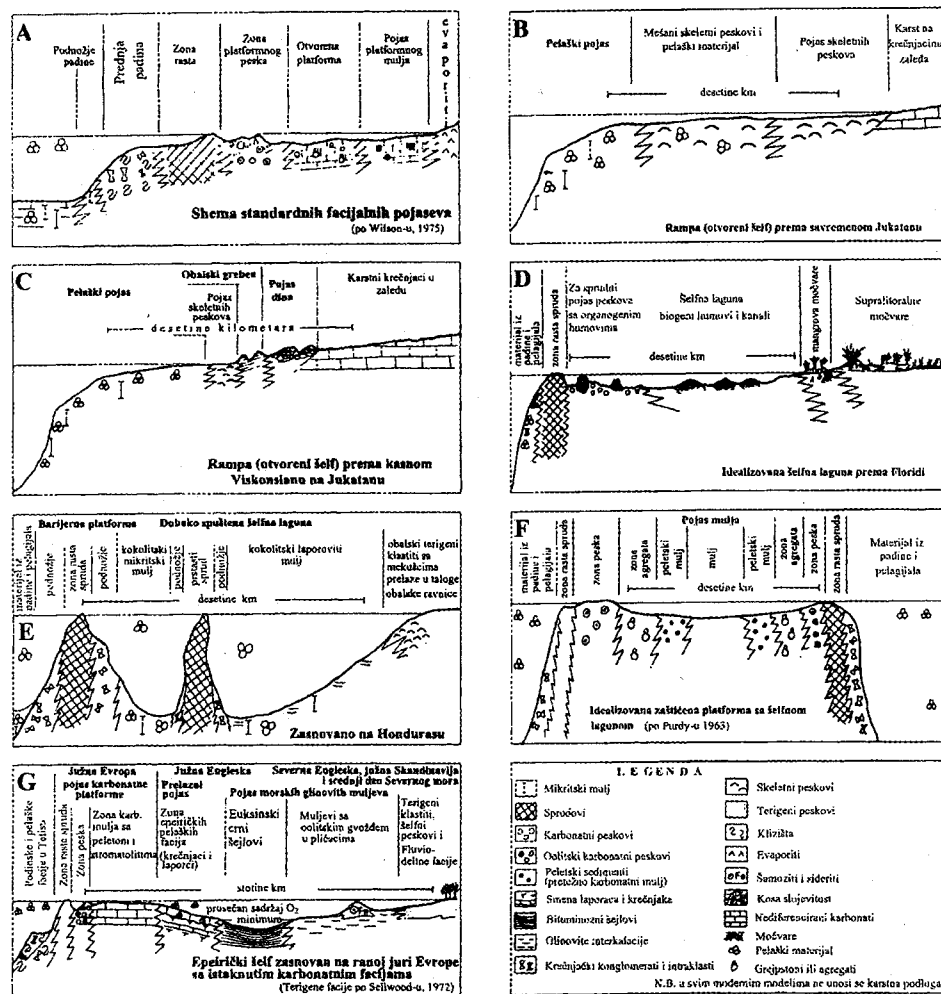
9.4.3.2. Sistem zaštićenog šelfa

Za zaštićeni šelf karakteristično je da se na njegovom spoljašnjem obodu nalazi skoro kontinuiran pojas barijernih sprudova i karbonatnih peščanih tela. To u većoj ili manjoj meri ograničava uticaj otvorenog mora na šelf i kretanje vode u njemu. Širina zaštićenih šelfova obično nije veća od 100 km.

Pojas marginalnih sprudova i peščanih tela karakterističan je po snažnim uticajima talasa, oluja i plimatskih struja. Pod tim uslovima jako je povećana sprudna ali i druga organska produktivnost i formiranje ooida. Iza tog pojasa nalazi se prostrana

šelfna laguna čije osobine u velikoj meri zavise od kontinuiteta sprudova i pešćanih plićaka u pregradi. U ekstremno zaštićenom slučaju nastaje prava laguna sa mirnom sredinom, slabom cirkulacijom i povećanim salinitetom za vreme suvih sezona. U drugim slučajevima, kada je ograda dosta diskontinuirana, uspostavlja se režim poluotvorene ili otvorene lagune sa normalnom karbonatnom sedimentacijom na koju utiču talasi, plimatske struje i olujni talasi a od sedimenata se nalaze tvorevine organogenih humova i plimatskih kanala. Neki zaštićeni delovi umesto toga mogu da imaju dosta duboke intrašelfne basene u kojima nastaju gline, karbonatne gline ili bituminozne tvorevine. Uz drugu, obalsku marginu zaštićenog šelfa preovlađuju karbonatne plimatske ravnice.

Dobro proučen i opisan primer zaštićenog šelfa nalazi se u južnoj Floridi.



Sl. 244 - Komparativni model savremenih i nekadašnjih facijalnih pojaseva. Reading, 1978.

9.4.3.3. Sistem epeiričke karbonatne platforme

Epeiričke karbonatne platforme nastaju u epikontinentalnim morima u kojima mogu da budu široke i do 10.000 km. Reč je o plitkomorskim sredinama (dubokim do 10 m) sa skoro ravnim dnom. Sa okeanom epeiričke platforme povezane su marginom koja može da ima blaži ili strmiji nagib. Nekada na toj margini nalazi se pojas barijernih sprudova i krečnjačkih pešćanih plićaka. U redim slučajevima u ovom sistemu postoje i duboki intraplatformni baseni. Smatra se da na epeiričkim platformama najvećim delom dominiraju facije niske energije.

Po klasičnom modelu Irwin-a (1965) u svim epeiričkim morima se jasno razlikuju tri glavne sredine koje su označene slovima X, Y i Z. U prostranoj prvoj zoni preovlađuje niska energija. U drugoj, relativno uskoj zoni, koja leži iznad baze talasanja, oseća se uticaj talasa i jake plimatske struje. Široka zona Z ima ograničenu plimatsku cirkulaciju sa povremenim značajnim olujnim talasima. Nova istraživanja su pokazala da se sedimentacija u većini epeiričkih mora odvija pod dominacijom olujnih talasa, kojima se materijal prenosi, usitnjava i sortira u vidu grenstona. Na svom mestu ostaje samo krupniji ljušturli lag. Tamo gde na sedimentaciju utiču i plimatske struje nastaju i plimatska ostrva sa karbonatnim muljevitim peškovima. Mesitično na ovim platformama nastaju organogeni sprudni humovi.

Epeiričke karbonatne platforme nemaju dobrih savremenih primera velikih dimenzija. Takve platforme su nastajale u geološkoj prošlosti (na pr. u vreme prekambrijuma-ordovicijum u zapadnim delovima centralne Kine; u kambrijumu i ordovicijumu Severne Amerike; i od donjeg karbona do gornje jure u delovima zapadne Evrope). Na sedimentacione sredine u tim nekadašnjim džinovskim prostorima danas samo u vidu modela podsećaju uslovi u zalivu Floride i u unutrašnjosti velikog bahamskog banka (mali plimatski iznos i uticaj talasanja i snažan odraz retkih olujnih talasa).

9.4.3.4. Sistem izolovane karbonatne platforme

Izolovane karbonatne platforme su plitkovodne tvorevine strmih strana (padina) i opkoljene dubokom okeanskom vodom. One nemaju nikakvih ograničenja u pogledu dimenzija. Kada su veoma velike kao što je slučaj sa bahamskom, mogu da deluju kao kombinacija šelfnih platformi različitog tipa. U ne tako velikim izolovanim platformama dolazi jasno do izraza njihova specifična unutrašnja organizacija, koja je uveliko zavisna od režima talasanja i olujnih udara.

Velika Bahamska izolovana karbonatna platforma se sastoji od prednje (privetrene) i zadnje (zavetrene) padine, prednje i zadnje barijere, prednje i zadnje lagune, plimatske ravnice i ostrva. Na prednjoj padini preovlađuju skeletni peškovi i breče od baundstona, a na zadnjoj neskeletni i u manjoj meri skeletni peškovi, koji potiču sa prednje i zadnje barijere. Pri tome proksimalni deo padine sadrži grublji dobro ispran materijal, dok se u njenom distalnom delu taloži i finiji materijal poreklom iz pelagijala. U prednjoj, privetrenoj barijeri najznačajniji su bajijerni sprudovi, a znatno manje ima skeletnih peškova i ooidnih plićaka. Zadnja barijera ima

suprotan sastav: puno ooidnih podvodnih dina i plićaka, a malo sprudnih i organogenih humova. Prednja laguna je relativno uzana i prekrivena mikritskim talogom u kome ima dosta odlomaka sprudnih karbonata i ooida koji olujnim talasima dospevaju u zalede prednje barijere. Ostrvo Andros je izgrađeno od pleistocenskih krečnjaka. Na drugim ostrvima ove izolovane platforme ima brakičnih i slatkovodnih jezera. Iza ostrva se nalazi prostrana plimatska ravnica sa mikritskim talozima, peloidnim muljevima, algalnim livadama i mangrova močvarama. Karakteristične su pukotine isušivanja. Prostrana zadnja laguna duboka je svega nekoliko metara sa plimatskim kanalima. Dno joj je prekriveno mikritskim muljem često sa peletom i hemijski slepljenim agregatima čestica (bahamiti), zatim sa skeletnim zrnima i intraklastima. Ljuštore foraminifera i mekušaca nalaze se samo u privetrenom delu ove lagune.

9.4.3.5. Sistem potopljene karbonatne platforme

Brzo relativno izdizanje morskog nivoa zbog glacio-eustatičkih promena ili tektonskog spuštanja dna može svaku karbonatnu platformu da dovede u nove sedimentacione uslove. Kada se ona spusti ispod fotičke zone naglo se gube iz njenih sredina alge i mnoge bentoske životinje. Preko starijih plitkovodnih krečnjaka počinju da se talože planktonski i nektonski oblici (kokoliti, pelaški foraminifera, pteropodi, školjke tankih ljuštura, amonoidi i dr.) od kojih nastaju pelaški krečnjaci. Reč je o tankoslojevitim ili kvrgavim mikritima sa manje ili više glinaca ili silicije. Karakteristične su pojave stratigrafske kondenzacije, odnosno skraćenih stratigrafskih stubova, tekture tvrdog dna sa ili bez mineralizovanih površina (oksidi Fe, Mn i fosforiti) stratigrafskih prekida i unutrašnjih diskordancija.

Posebna osobina geoloških stubova sa pomenutih karbonatnih platformi su tvrda dna transgresivnog tipa (Seyfried, 1981). Ove tekture imaju sledeći izgled. Preko slabije ili jače korodovane površine ranodijagenetski litifikovanog krečnjaka ili preko starijih stena leže ili (1) prerađene breče, ili (2) tvrda stenska podloga kolonizovana sesilnim formama (serpulidi, krinoidi, solitarni koralni, stromatolitske forme) ili (3) crveni nodularni krečnjaci sa fragmentima ili celim ljušturama amonita. Tvrda dna su nastajala tokom upadljivo dugotrajnog prekida u sedimentaciji na delu platforme preko koga su obično delovale snažne pridnene struje.

Glavno obeležje ovog sistema je nagla vertikalna smena plitkovodnih karbonatnih platformnih tvorevina, pelaškim sedimentima dubokog mora.

9.4.3.6. Sistem šelfa sa velikim barijernim sprudom

Danas se na svetu nalazi samo jedan sistem šelfa sa velikim barijernim sprudom i to u blizini kvinslendske obale SI Australije. On pokriva površinu veću od 200.000 km², a proteže se duž australskog kontinenta na dužini od 1.500 km. Razlikuje se od svih ostalih plitkovodnih karbonatnih sistema po znatnoj količini siliciklastičnih sedimenata, koji su u sistem dospeli sa susednog kopna.

Sistem se sastoji od prostranog i složenog šelfnog i lagunskog kanala i pojasa barijernih sprudova na njegovoj margini. U tom pojasu mnogobrojni organogeni sprudovi, sa prečnikom od nekoliko km, skupljeni su u grupe i poredani u dve zone. Prva zona, koja je sastavljena od sprudova prastastog oblika (poluatola), je spoljašnja i okrenuta prema otvorenom okeanu. Drugu zonu čine sprudovi nepravilnog oblika. U sistemu su plimatski talasi srednji i visoki, a ogranci okeanskih struja teku preko šelfnog lagunskog kanala pravcem sever-jug.

Australski šelf sa velikim barijernim sprudom prima sedimente iz dva izvora. Siliciklastični materijal potiče sa susednog kopna, a dospeva u sistem rekama i abrazijom. Sastoji se od reliktnih šljunkova i peskova i savremenog mulja koji prekrivaju polovinu šelfa bližu kopnu. Karbonati nastaju delom na šelfu, a delom vode poreklo sa pojasa barijernih sprudova. Oni pokrivaju polovinu šelfa bližu sprudnoj barijeri. Ovaj generalni raspored siliciklastita i karbonata ima i lokalnih odstupanja. U pojedinostima Maxwell i Swinchatt (1970) razlikuju u južnom delu sistema sedam litofacija: (1) dobro sortiran kvarcni pesak koji prekriva priobalje i unutrašnji deo šelfa (do dubine od 40 m); (2) muljeviti pesak i mulj uz ušća savremenih reka; (3) međusprudni karbonatni sitnozrni do grubozrni pesak sa nešto mulja izgrađen od detritusa alga, mekušaca, koralni i briozoja; (4) šelfni karbonatni pesak sa malo detritusa koralni i foraminifera, koji postepeno prelaze u siliciklastični pesak sa obiljem pelaških foraminifera; (5) intersprudni karbonatni mulj, i (6) sprudne facije (karkas i skeletni detritus).

9.4.4. Nekadašnji plitkovodni karbonatni sistemi

Nekadašnji plitkovodni karbonatni deponati su iz svih odeljaka Zemljine istorije. Njihove prostrane i debele akumulacije redovno su povezane sa obiljem organizama i njihovih skeletnih ostataka. Tokom veremena smenjivale su se grupe tih organizama koje su doprinosile taloženju karbonata posredno ili neposredno. U prekambrijumu to su bile modro-zelene alge. Smatra se da su one formirale stromatolitske sprudove sa velikim izduženim oblicima koji mogu da dostignu visinu i do 3 m. Tokom starijeg paleozoika tvorci karbonata su bile alge, archeocijatidi, pelmatozoi, stromatoporidi, koralni, brahiopodi, mekušci i briozoji. Za mladi paleozoik, pored algi, važan izvor karbonata su bili bentoski foraminifera, hidrozoe, krinoidi, koralni, brahiopodi, mekušci i briozoe. U mezozoiku karbonati potiču pretežno od alga, foraminifera i mekušaca a u manjoj meri od koralni, brahiopoda, briozoja i ehinodermata. Slična je situacija i u kenozoiku.

Među tim tvorcima krečnjaka samo neki su bili i graditelji sprudova, koji su u vremenu kada su živeli omogućavali formiranje pravih organogenih konstrukcija. Generalno posmatrano u fanerozoiku je bilo šest takvih epizoda: (1) srednji i gornji ordovicijum, (2) gornji silur i devon, (3) gornji trijas, (4) gornja jura, (5) gornja kreda i (6) oligocen, neogen i kvartar.

U nastanku krečnjaka važnu ulogu su imale i neskeletne tvorevine, različiti ooidi, peleti i njihovi agregati.

9.4.4.1. Kriterijumi za raspoznavanje nekadašnjih plitkovodnih karbonatnih sistema

Plitkovodne karbonatne tvorevine nastajale su u tri različite sredine: na otvorenom šelfu, u organogenim sprudovima i humovima i u raznim karbonatnim platformama.

Na nekadašnju karbonatnu sedimentaciju na otvorenom šelfu ukazuje prisustvo uslojenih skeletnih i neskeletnih krečnjaka bez ili sa organogenim humovima, ali uvek bez pravih sprudnih tvorevina. Njihova asocijacija sa dolomitima i evaporitima svedoči o suvoj, a veza sa siliciklastitima o humidnoj klimi. Fini postepeni bočni prelazi priobalskih, plitkovodnih i basenskih karbonata karakterišu šelf sa izrazito malim nagibom, odnosno karbonatnu rampu.

Fosilni organogeni sprudovi uvek sadrže tri osnovna dela: (1) primarno koso slojevite predsprudne bioklastične sedimente nastale u relativno dubljoj vodi; (2) masivno sprudno jezgro sa karakterističnom sprudnom rešetkom (karkasom), formirano u njegovom istaknutom delu; i (3) zasprudni deo dobro uslojenih finostrukturnih krečnjaka iz pliče, mirnije, a ponekad i restriktivne sredine. Sprudni kompleks se pouzdano konstatuje samo kada je u stenama prisutan i karkas pa time svedoči o posebnim fizičkim i biološkim uslovima potrebnim za nastanak pravih organogenih sprudova. To ne važi za organogene humove, koji su mogli da nastaju i pod dosta raznovrsnijim uslovima.

Karbonatne platforme su tabularna geološka tela jako velikih dimenzija. Reč je o hiljadama km². Zbog toga one mogu da se konstatuju i rekonstruišu samo uz pomoć geološkog kartiranja većih teritorija i obuhvatnijih sedimentoloških studija. Svaki tip karbonatnih platformi ima i neke svoje specifične generalne osobine (Sl. 244).

Zaštićenu karbonatnu platformu karakterišu zona marginalnih barijernih sprudova i zaštićena šelfna laguna sa više ili manje restrukturnim uslovima sedimentacije. U epeiričkom sistemu nalaze se najveće karbonatne platforme koje uvek leže preko kratonizovane osnove, a u njima preovlađuju litofacije nastale u sredinama niske energije. Izolovane karbonatne platforme su složene od veoma raznovrsnih elemenata, koji su nastali u privetrenim i zavetrenim barijerama i lagunama, zatim na plimatskim ravninama i ostrvima. One su uvek opkoljene dubokim okeanom sa svih strana. Za potopljene platforme svih tipova specifično je da preko plitkovodnih karbonata leže dubokovodne pelaške tvorevine. Sistem šelf-veliki barijerni sprud sastoji se od pojasa sprudnih i međusprudnih krečnjaka i šelfnog lagunskog kanala sa dosta siliciklastičnog materijala.

U ordovicijumu i kredi, usled znatno povišenog eustatičkog nivoa svetskog mora, uspostavljen je relativno redak epeirički pelaški sedimentacioni sistem. Njegovi sedimenti ranije su bili poznati u literaturi kao "pseudoabisalni". Snažnim transgresijama bili su u to vreme prekriveni mnogi delovi kontinenta često veoma udaljeni od njihovog tadašnjeg oboda. U tim prostranim epeiričkim morima sa jako smanjenim prilivom terigenog siliciklastičnog materijala i povećanom produktivnošću fitoplanktona odvijala se specifična pelaška sedimentacija. Dno tih basena bilo je na

dubinama od nekoliko stotina metara. Tokom ordovicijuma na baltičkom štitu nastali su biomikriti sa trilobitima, nautiloidima, ehinodermatima, ostrakodama, konodontima, gasteropodima, brahiopodima, i retkim briozama. U stenama su česta zrna šamozita, fosforita i glaukonita. U stubu se zapaža veći broj prekida u sedimentaciji sa osobinama tvrdog dna i tragovima bioturbacije.

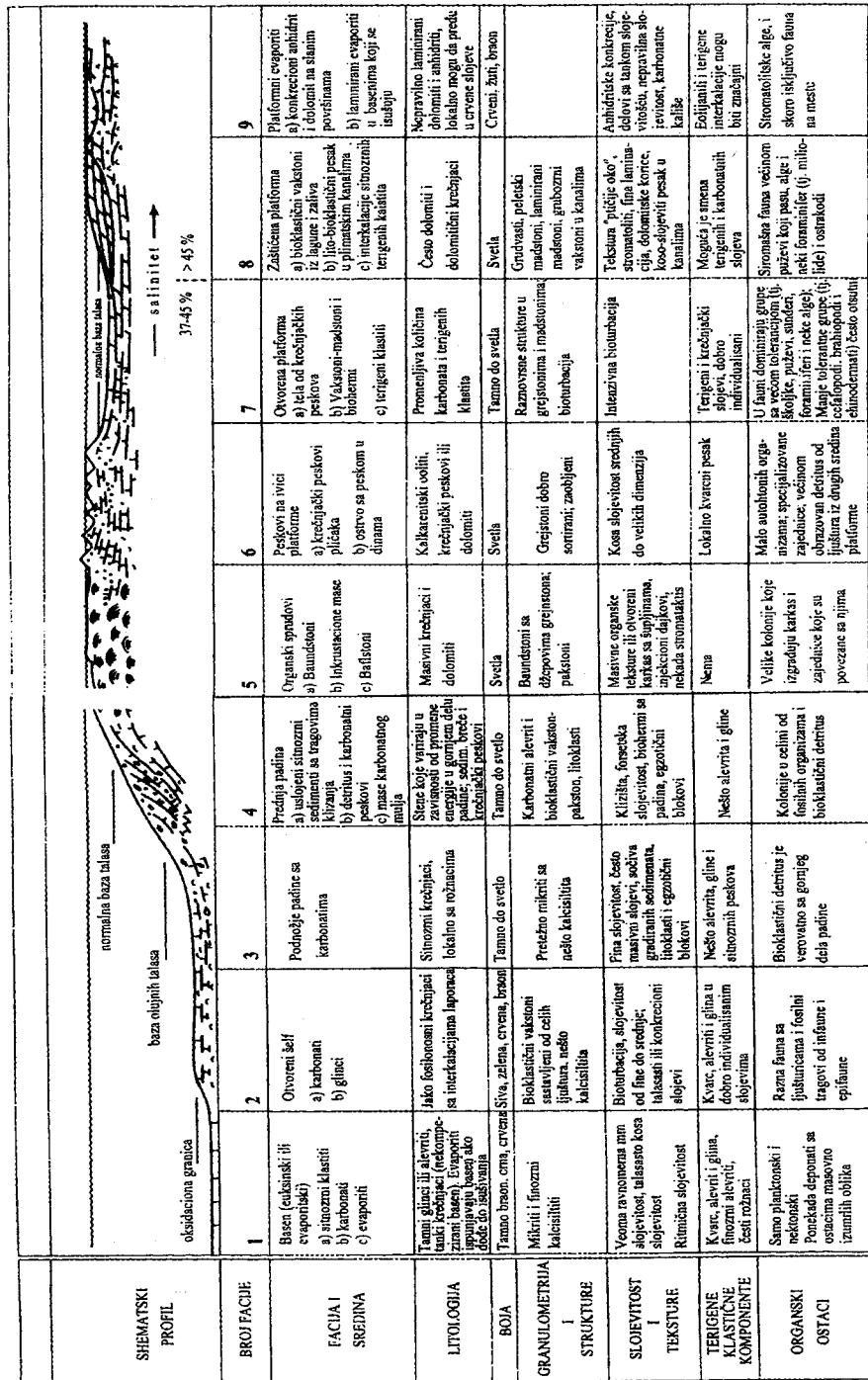
U gornjoj kredi SZ Evrope pod sličnim uslovima, preko hemipelaških glaukonitskih laporaca i krede s fosfatnim konkrecijama, nastala je bela pisača krede. To je trošan biomikrit sastavljen od kokolita, planktonskih i bentonskih foraminifera, fragmenata inoceramusa pločica od ehinodermata, a mestimično ima brizoja, sundera, brahiopoda, belemnita i amonita sa fosilnim tragovima *Chondrites*, *Thalassinoides* i *Zoophycus*. Slojevitost nije obavezna ali nizovi rožnačkih konkrecija dobro obeležavaju slojeve. Lokalne promene u normalnoj sukcesiji su: grudvasta pisača krede, površine hijatusa, diskontinuiteti i litifikovana tvrda dna sa jasno vidljivim ostacima i tragovima infaune.

Pokušavajući da pomogne u proučavanju slabo poznatih karbonatnih platformi iz geološke prošlosti Wilson (1975) je izradio idealizovan njihov model u kome je prikazao očekivani raspored facija smeštenih u devet standardnih pojaseva (Sl.245.). Autor pri tome, ističe činjenicu da je to sintetička shema i da ni jedan primer karbonatne platforme iz prošlosti i sadašnjosti ne mora obavezno da sadrži svih devet pojaseva.

Prva četiri pojasa Wilsonovog modela pripadaju platformnoj padini i basenu sa tvorevinama dubljih sedimentacionih sredina (pelaških i gravitacionih): 1. laminirani pelaški karbonati i gline, 2. muljeviti krečnjaci i laporci, 3. smena pelaških i detritičnih krečnjaka, i 4. sprudni detritus sa malo mikrita.

Peti pojas je izgrađen od organogenih masivnih krečnjaka sa spoljašnje platformne margine. Često sadrži ooidne, peloidne i skeletne kalkarenite iz pličaka, plaža, plitkomorskih grebena i barijernih ostrva sa spoljašnje margine platforme. U sedmom se nalazi smena autohtonih mikrita i alohtonih kalkarenita otvorene platforme u zaleđu spoljašnje margine. Za osmi pojas vezani su bioklastični vakstoni, peskovi i algalni pokrivači iz zaštićenih platformnih sredina (jezera, laguna i plimatskih ravnica). Redi grubozrni karbonati su doneti talasima i olujama. Deveti pojas pripada već supralitoral, pa ga u svim klimatskim zonama posebno obeležavaju evaporiti (primarni i dijagenetski gips i anhidrit) i česta dolomitizacija aragonita. Ovaj Wilsonov model dalje je razvio Flügel (1982) uvođenjem 24 standardnih mikrofacija, koje definišu užu sedimentacione sredine u okviru devet navedenih pojaseva.

Standardni facijalni pojasevi iz Wilsonovog modela i Flügelove standarne mikrofacije koriste se često za opisivanje i identifikovanje sedimentnih sredina za gotovo sve tipove nekadašnjih karbonatnih platformi i šelfova.

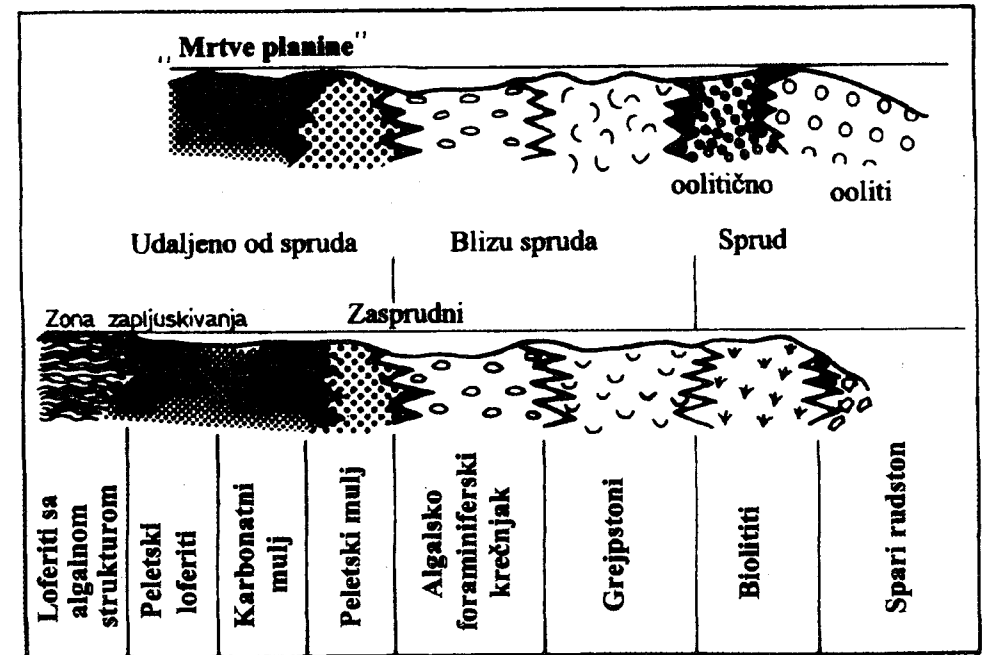


Sl. 245 - Shema standardnih facijalnih pojaseva karbonata. Wilson, 1975.

9.4.5. Primeri nekadašnjih plitkovodnih karbonatnih tvorevina

Različiti tipovi organogenih sprudova pojedinačni ili u grupama konstatovani su i opisani u svetu. I kod nas ih ima. Odavno su poznati gornjokredni sprudovi kod Bačavice u Istočnoj Srbiji i kod Leposavića u vardarskoj zoni (Milovanović, 1933, 1934). U poslednje vreme dobro su obrađeni i mlađe paleozojski sprudovi zapadne Srbije. Reč je o organogenim humovima izgrađenim od celih oblika i detritusa briozoja, brahiopoda, retkih koralata i foraminifera u karbonskim stoličkim krečnjacima (Jovanović, 1992).

Dobro poznat primer zaštićenog šelfa opisan je iz Gvadalujskih planina u Teksasu i Novom Meksiku (Tucker i Wright, 1990). Tamo su kapitenski sprudovi i karbonatna peščana tela opervežili dublje basene midlenski, delavarski i morfski. U zasprudnoj šelfnoj laguni nastali su skeletni grenstoni-pakstoni sa vadoznim pizolitima i fenestrama. Znatno deo tih stena je dolomitizovan, a po unutrašnjoj margini šelfa ima evaporita. Klasičan primer ovakvog šelfa poznat je i iz Severnih Krečnjačkih Alpa (Sl. 246.). Reč je o dahštajnskim krečnjacima. Kod nas u Istočnoj Srbiji jursko-donjokredna kučajska karbonatna platforma pripada, takođe, ovom tipu. U poslednje vreme opisan je veći broj zaštićenih karbonatnih šelfova iz krede Kariba i Teksasa (Toni Simo i dr., edit., 1993).

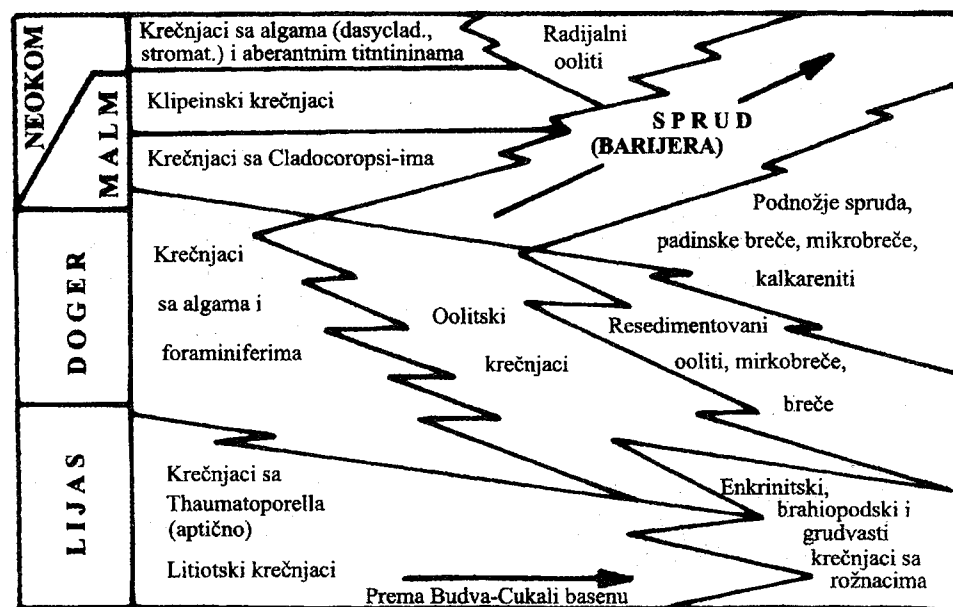


Sl. 246 - Raspored facija u platformi zaštićenog šelfa u Severnim Krečnjačkim Alpima (Toted Gebirge i rejon Gesause, Austrija). Flügel, 1982., iz Tucker i Wright-a, 1990.

Srednjotrijaska karbonatna rampa razvijena je u južnom delu Z. Nemačke. Njen plitki deo pokriven je oolitskim grenstonima i skeletnim pakstonima, a dublji sadrži tempestitute od krečnjačkih madstona sa glincima (Tucker i Wright, 1990). Opisani su i drugi primeri iz kambroordovicijuma zapadnih delova SAD i Apalača, zatim iz karbona J. Velsa, trijasa Katalonije, jure sa područja Teksasa, Lujzijane i Arizone (SAD) i mnogobrojni iz južnog i severnog Tetisa (Toni Simo i dr., edit., 1993).

Izolovane karbonatne platforme, naročito, su dobro poznate iz Tetisa, odnosno iz trijasa Dolomita, jure Venecijanskih Alpa i krede u Apeninima. Za jugoslovenske geologe poseban značaj imaju jadranska i dinarska-izolovane jursko-kredne karbonatne platforme.

Proučeni deo jadranske karbonatne platforme sastavljen je od aptskih vakstona i pakstona, alb-cenomanskih ranodijagenetskih dolomita i supralitoralnih nodularnih anhidrita; i senonskih litoralnih ranodijagenetskih dolomita, madstona i vakstona, a rede i pakstona koji se smenjuju u ciklusima debelim i do 20 m (Obradović i dr., 1993).



Sl. 247 - Raspored facija tokom jure u dinarskoj karbonatnoj platformi. Dijagram pokazuje promene pravcem od stare Crne Gore prema basenu Cukali-Budva. Radoičić, 1982.

Posebno dobro je proučena dinarska mezozojska karbonatna platforma. Po Radoičić (1982) u unutrašnjem delu te karbonatne platforme geološki stubovi su facijalno monotoni. Izgrađeni su od mikritskih krečnjaka pretežno sa algama (dazikladaceje), foraminiferima i hidrozojima. Karakteristični su mnogi prekidi u

sedimentaciji u vidu kraćih izronjavanja i dužih emerzionih faza često praćenih boksitizacijom. Na marginama, čiji se položaj tokom vremena menjao, u lijasu se nalaze koralsko-spongiomorfnu sprudni humovi, u dogeru oolitski plićaci, u malmu i kredi organogeni sprudovi rudistno-koraligenog porekla (Sl. 247.).

Iz literature poznati su mnogi primeri potopljenih karbonatnih platformi. Naročito iz jure Tetisa. Među ostalima potopljena je i SI margina dinarske karbonatne platforme pa su preko trijaskih sprudnih krečnjaka taloženi lijaski krečnjaci tipa ammonitico rosso. Navode se takve platforme i iz devona Z. Evrope i Kanade, krede Teksasa, Meksika i Srednjeg Istoka.

9.5. DUBOKOMORSKI (OKEANSKI) SISTEMI

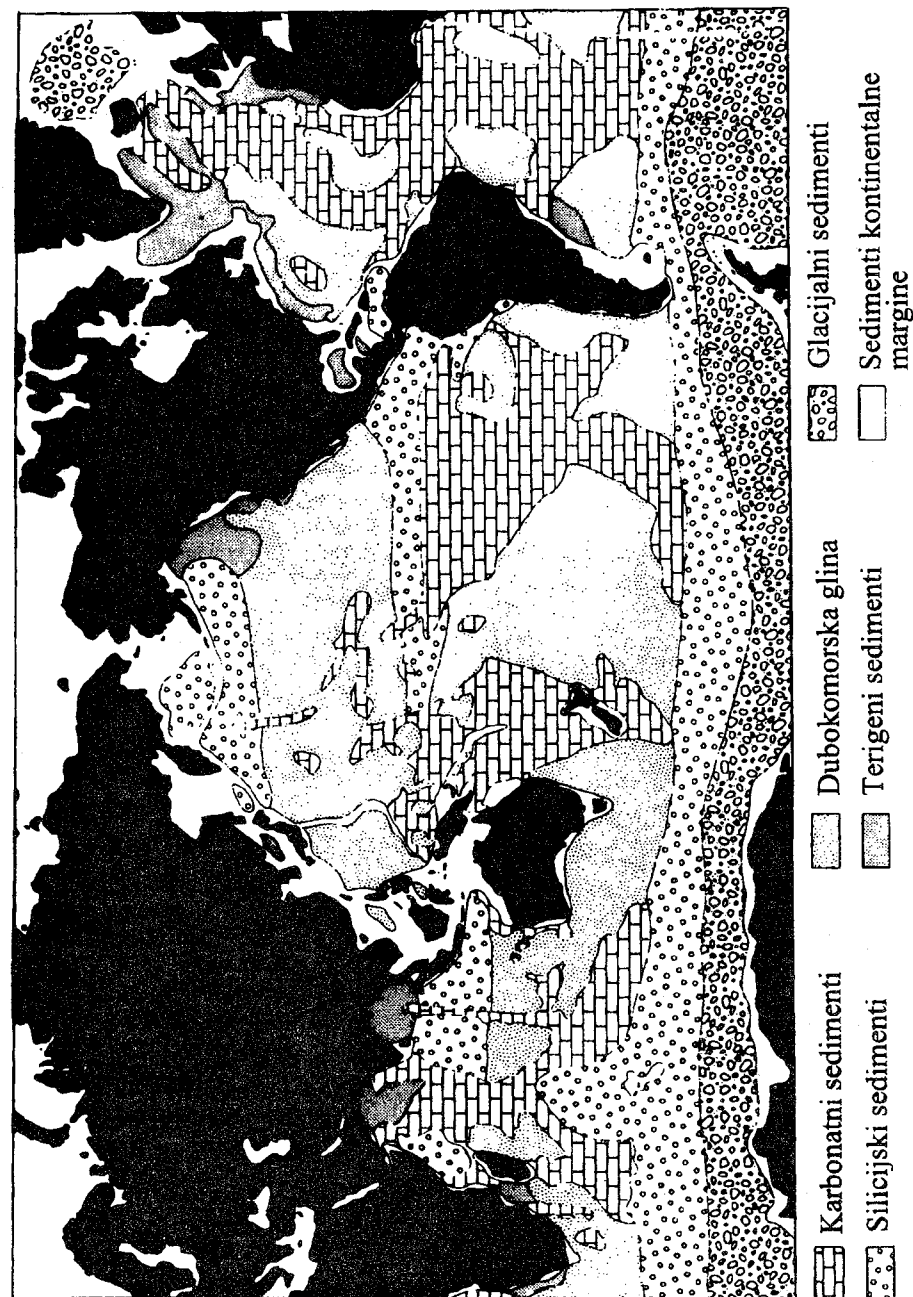
Dubokomorskim sistemima, koje mnogi nazivaju i okeanskim, zbog činjenice da su oni zastupljeni samo u okeanima, pripadaju kontinentalne padine i podnožja, abisalno dno, srednjookeanski grebeni sa riftovima i hadalni trogovi. Svi ovi delovi dubokomorskih basena nalaze se samo u velikim okeanima. U malim basenima sa okeanskom korom, kao što je Mediteranski, Crnomorski ili Crvenomorski mogu da izostaju srednjookeanski grebeni, riftovi i hadalni trogovi. Navedeni elementi dubokomorskih basena nalaze se na dubinama većim od 200 m: kontinentalna padina i podnožje 200 do 4.500 m; abisalno dno 4.500 do 7.000 m; hadalni trogovi ispod 7.000 m.

Svaki od navedenih delova dubokog mora ima svoje specifične morfološke osobine. Kontinentalna padina i podnožje koji čine spoljašnji deo kontinentalnog oboda, su morfološki naročito razučeni. To su: otvorena padina, podmorski kanjoni, dubokomorske lepeze i padinski zastori.

Naročito impresivni i značajni su podmorski kanjoni. Oni obično imaju strme strane sa profilom u obliku slova V. Duboki su i do dve hiljade metara, granaju se i služe za prenos sedimenata sa šelfa u kontinentalno podnožje. Tu, u podnožju formiraju se padinski zastori kao najveća nagomilanja sedimenata u svetskom moru.

Na abisalnim manje više zaravnjenim segmentima nalaze se aseizmički grebeni, gijoi, vulkani i karbonatne platforme. Srednjookeanski grebeni se dižu sa abisalnog dna do dubine od 3-2.5 km. Ispresecani su poprečnim transformnim rasedima u režnjeve i uzdužnim ešaloniranim i razgranatim riftnim dolinama. Hadalni trogovi se nalaze ispod aktivnih kontinentalnih margina i ostrvskih lukova i predstavljaju najdublje morfološke elemente u okeanima, jer im se dno spušta skoro do 11 km.

Dubokomorski sistemi se razlikuju od svih ostalih po tome, što sedimenti u njima imaju veću geografsku rasprostranjenost, zatim što veći deo njih dospeva sa strane i to drugim procesima a ne vučenjem po dnu, a organogeni talozi iz sistema imaju veće geografsko rasprostranjenje (Sl. 248 i 249.).



Sl. 248 - Globalno rasprostranjenje osnovnih tipova pelaških i drugih sedimenata na okeanskom dnu. Yenkyns, 1986, iz Tucker i Wright, 1990.

9.5.1. Procesi u dubokim morima

Duboka mora su dinamički sistemi sa velikom raznovrsnošću procesa u njima. Svi oni mogu da se grupišu u fizičke, hemijske i biološke.

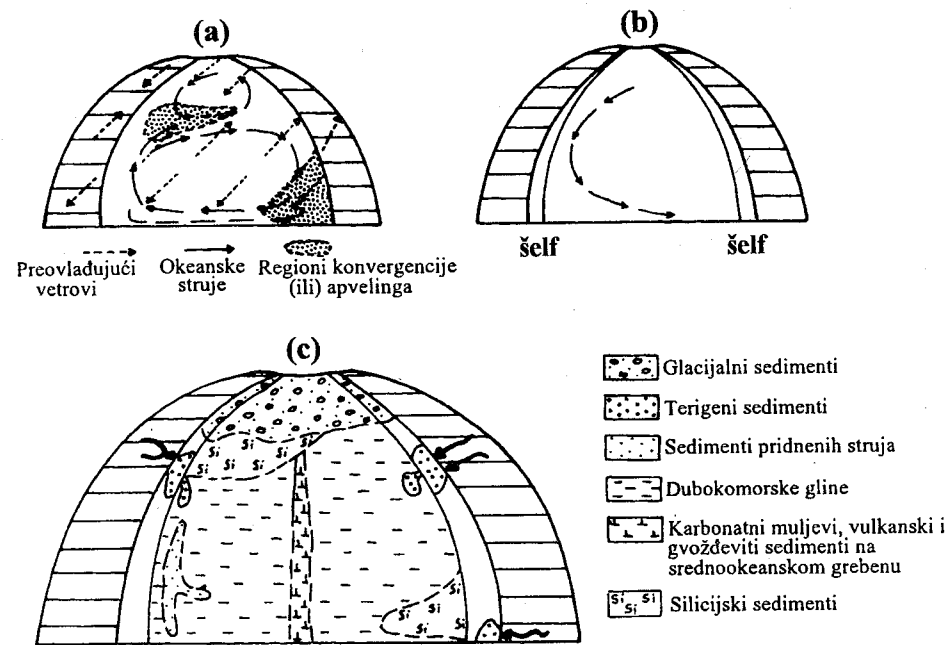
9.5.1.1. Fizički procesi

Glavni fizički procesi u dubokim morima su raznovrsne okeanske struje i događaji izazvani gravitacijom.

Okeanske struje nastaju pod različitim uticajima: (1) usled trenja stalnih vetrova o površinu mora (tzv. driftna struje), (2) usled razlika u gustini morske vode i gravitacije (tzv. termohalinske horizontalne i konvekcione struje); (3) zbog kompenzacionih kretanja vode kojima se nadomešta njeno oticanje iz nekog dela svetskog mora (kompenzacione struje, apveling) bez obzira na uzroke tog oticanja. Dejstvo ovih struja može da bude pojačano ili oslabljeno ako se međusobno usaglasu ili suprotstave struje različitog porekla. Šta više, morske struje skoro nikada i ne nastaju pod uticajem jednog faktora, tako da sistemi konkretnih struja u okeanima predstavljaju rezultantu svih pomenutih uticaja, a njihovi pravci zavise u velikoj meri od: kontura basena, centrifugalne sile, ekmanovskog otklona između pravca vetra i realnog toka struje i otklona izazvanog okretanjem Zemlje od zapada prema istoku (tzv. sila Koriolisa).

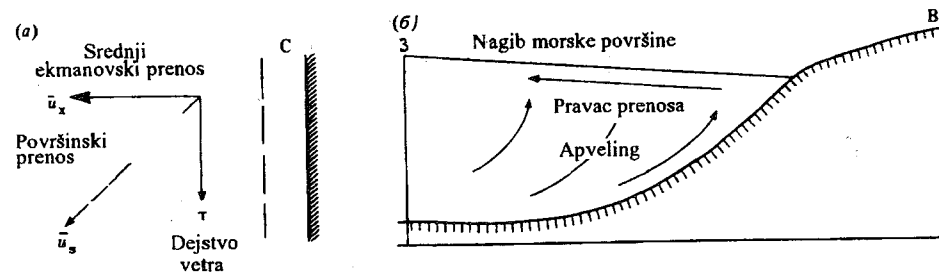
Prema položaju struja u vodenom stubu razlikuju se: površinske, podpovršinske, dubinske, pridnene i vertikalne konvekcione (Sl. 249.). Sedimentološki posebno zanimljive su konturne struje, koje teku paralelno sa izobatama i to naročito na dubinama 3 do 3,5 km.

Vetar je uzrok većine površinskih struja zato što on duvajući iznad okeana trenjem pokreće gornji sloj vode. Pravac vetra i struje, međutim, nisu indentični već struja odstupa 45°, što je otkrio fizičar Ekman po kome je ova pojava i nazvana. Dimenzije tih površinskih struja i njihova postojanost zavise od osobina vetra. Dugotrajni vetrovi sa postojanim brzinama, kakvi su pasati, imaju za posledicu formiranje velikih i brzih struja. Većinom su, međutim, takve velike, postojane planetarne struje izazvane i nekim drugim uzrocima među kojima naročito značaj imaju razlike u gustini morske vode (termohalinske) u raznim delovima okeana. Takve struje su često široke nekoliko desetina i stotina kilometara, duboke do 300 m i prenose ogromne mase vode. Jedna od najpoznatijih među njima je Gofjska struja. Ona se oseća čak na dubini od 1.000 m. Dubinske struje, međutim, su pretežno termohalinske, odnosno izazvane razlikama u temperaturi i salinitetu između vodenih masa. Većim delom te struje teku sa antarktičkih geografskih širina prema ekvatoru zbog tamošnjih velikih masa hladnih i gustih pridnenih voda. Među njima posebno mesto imaju geostrofičke konturne struje, koje se kreću paralelno sa podnožjem kontinenata. U velikoj meri one utiču na raspodelu, eroziju i preraspodelu sedimenata u tim delovima okeana.



Sl. 249 - Sheme statističkih modela okeanske sedimentacije: (a) površinske struje, (b) dubinske struje, (c) predpostavljeni raspored sedimenata. Davis i Gorsline, 1976, iz Leeder-a, 1982.

Kada preovlađujući vetrovi duvaju paralelno obalskoj liniji zbog ekmanovskog odstapanja prema otvorenom okeanu bivaju odnete znatne količine morske vode. Usled toga se nivo vode pored kontinenta spušta, a taj deficit se nadomešta hladnim vodama iz dubine. Ove kompezacione struje poznate su pod nazivom apveling (odnosno uzgonske struje). One donose sobom nutrijente koji obezbeđuju visoku organsku produkciju (Sl. 250.).



Sl. 250 - Priobalski apveling na severnoj polulopti; a - ekmanovski i površinski prenos vode vetrom, koji duva paralelno obali; b - profil koji pokazuje deficit morskog nivoa i apveling dubinskih voda, koje zamenjuju površinske vode premeštene vetrom od obale. Leeder-a, 1986.

U suštini sve, površinske i dubinske struje, stalne i povremene, i male i velike deluju u sadejstvu kao jedan veliki sistem.

Brzine kojima se kreću dubinske struje su veoma različite. Neke su toliko spore da im treba nekoliko godina da dospeju od polova do nižih širina, a druge, prema najnovijim podacima, se kreću brzinom od 1,5 do 5 km na čas što se smatra "olujnom" brzinom. Ova saznanja su veoma značajna, jer čak i struje koje su sporije od 5 cm/sec su u stanju da vuku i prenose glinovite i alevritske čestice. Snažne i dovoljno brze termohalinske struje mogu da prouzrokuju čak i eroziju i redepoziciju već nataloženih sedimenata. U tome leži uzrok još jednoj važnoj pojavi u dubinskim vodama. Reč je o formiranju pridnenog nefeloidnog vodenog sloja u kome se nalaze suspendovane čestice gline. Ovaj sloj je većinom deo 1 do 300 m mada može da bude i znatno deblji. Smatra se da u njemu važnu ulogu ima i glinoviti materijal iz osiromašenih distalnih delova turbiditnih struja.

U drugu grupu fizičkih procesa spada maseni gravitacioni transport: odroni, kliženja i gravitaciono tečenje sedimenata (Sl. 251.). Ti mehanizmi nastaju kretanjem klastičnog materijala sa spoljašnjeg šelfa preko padine ili kroz podvodne kanjone. Mogu da se jave nezavisno jedan od drugog, ali veoma često se i zamenjuju pa prelaze jedan u drugi u vezi sa udaljavanjem od izvora materijala. Uzroci ovim pojavama se nalaze u nestabilnosti stena ili taloga spoljašnjeg šelfa i kontinentalne padine, što se naročito odnosi na sedimente sa primesama pelitskih čestica. Kada napon smicanja u sedimentu postane veći od njegove otpornosti na smicanje, usled nagomilavanja taloga, oburvavanja,

Procesi	Karakteristike	Sedimenti
Resedimentacija		
Odroni		Izolovani blokovi i breče
Kliženje		Različiti tipovi podvodnog kliženja
Kliženje		
Kliženje		
Tečenje debris (drobine)		Drobine
Tečenje zrna		Naslage tečenja zrna i fluid. i likvid. tokova
Likvidizovan tok		
Turbiditski tokovi (visoke/niske gustine)		Turbiditi - krupno/srednje i finozrni
Normalni tokovi pri dnu		Naslage tokova, lagovi, hardground i konturiti
Interne plime i oseke i talasi		
Kanjonski tokovi		
Tokovi apvelinga		
Konturni tokovi		
Površinske struje i pelagiti		Pelaške i semipelaške ooze
Flokulacija		
Peletizacija		

Sl. 251 - Shematski prikaz glavnih procesa transporta i sedimentacije u dubokom moru. Shaw, 1985, iz Tucker i Wright-a, 1990.

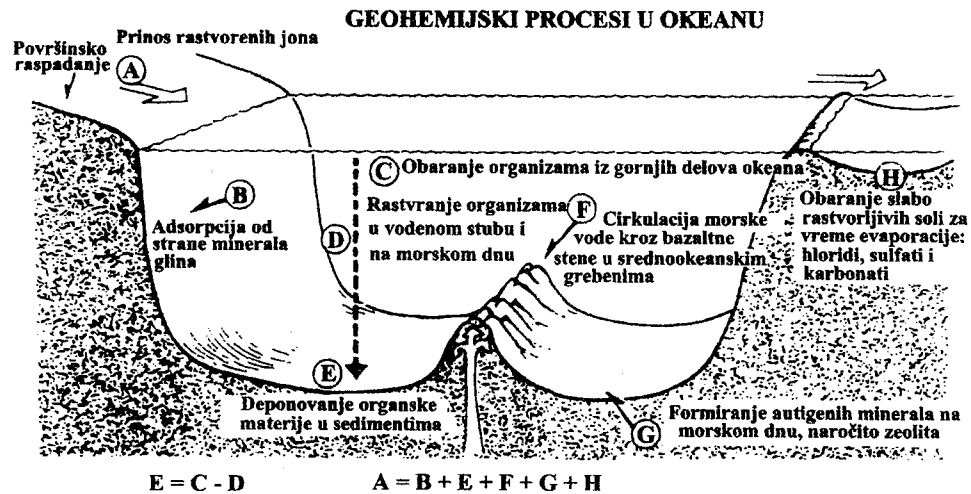
Fluidizovano tečenje se javlja u peskovima kada se iznenadnim šokom razori njihov nestabilni sklop. Zrna pri tome podržavaju porni fluidi pornim nadpritiskom. Takav pesak je viskoznan i može da teče po blagim nagibima (3 do 10°). Njegova pokretljivost se smanjuje postepenim gubljenjem pornog fluida i to ozdo naviše.

Turbulentno tečenje je kretanje suspenzije u kome je turbulencija osnovni oblik podrške zrna i transporta. Ono se javlja na donjoj i gornjoj granici toka, a ceo mehanizam deluje na principu povratne sprege na sledeći način: kretanje suspenzije, zbog razlika u gustini, izaziva turbulenciju - turbulencija podržava suspenziju - suspenzija se kreće. Energiju turbulentnog tečenja smanjuje samo trenje suspenzionog tela s okolinom, a pošto je trenje veoma malo to telo može da se kreće i po veoma malim nagibima dna.

Većina gravitacionih tokova može da se svrsta u dve grupe. U prvoj se nalaze tokovi sa velikom gustinom u kojima sediment prenosi, u isto vreme, nekoliko mehanizama. Drugoj grupi pripadaju tokovi relativno niske koncentracije sa turbulentnim transportom. Ovi poslednji su poznati pod nazivom mutni (turbiditni) tokovi (Sl. 253.).

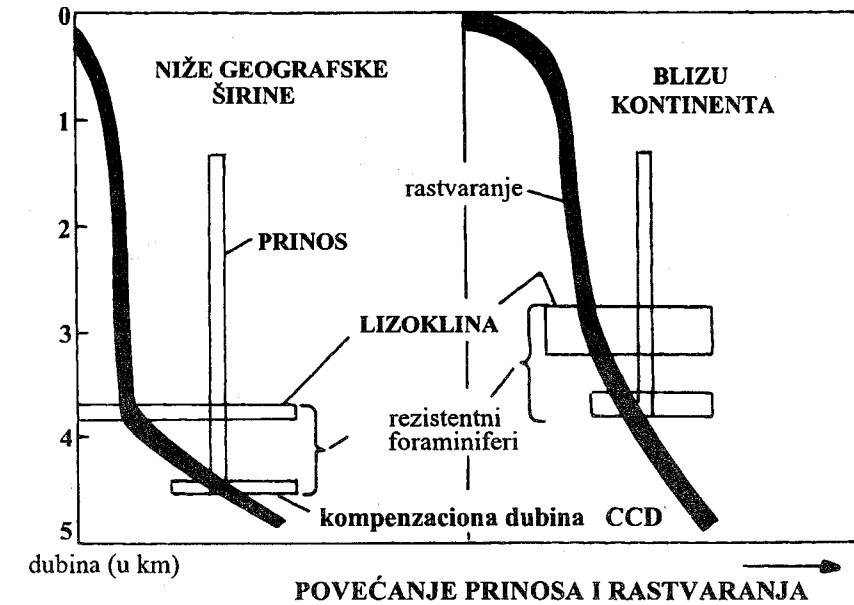
9.5.1.2. Hemijski procesi

Od raznovrsnih hemijskih procesa koji teku u okeanskim vodama, za sedimentologiju veći značaj imaju tri njihove grupe: rastvaranje kalcijum karbonata, oksidacija i obogaćivanje vode iz hidrotermalnih rastvora vulkanskog porekla (Sl. 254.).



Sl. 254 - Geohemijski procesi u okeanu. Dodatni joni sa kopna i iz zona širenja okeanskog dna moraju da odgovaraju onome što se obara iz morske vode biološkim i hemijskim putem i adsorpcijom. To je neohodno da bi sastav okeanske vode bio postojan tokom geološkog vremena. Bjørlykke, 1984.

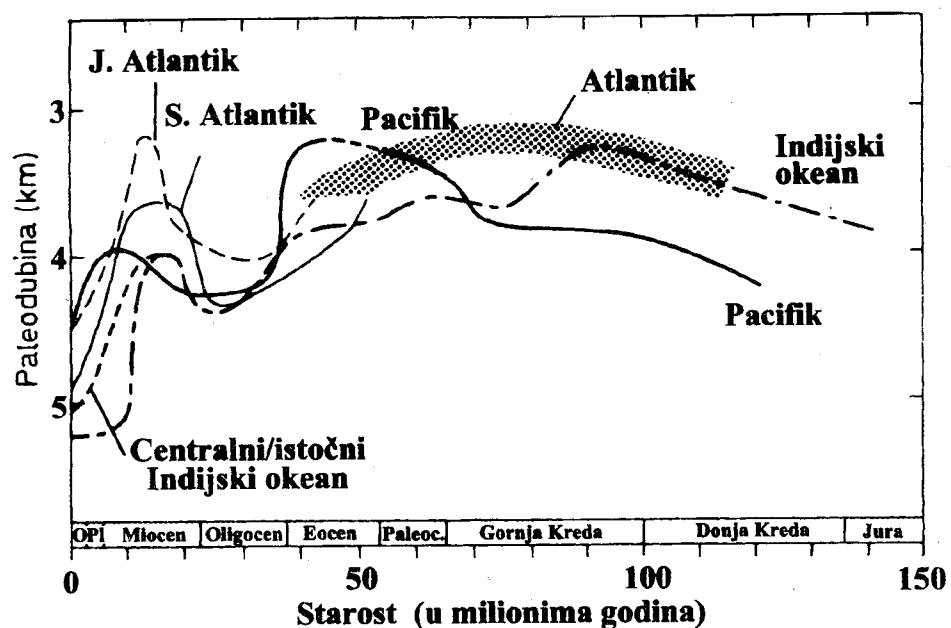
Rastvaranje kalcijum karbonata zavisi od toga da li je morska voda njime zasićena ili nije, a to je povezano sa temperaturom vode i sadržajem CO_2 . Tople tropske i subtropske vode imaju manju količinu CO_2 pa su tamošnje vode zasićene kalcijum karbonatom. Sa hladnijim vodama iz viših geografskih širina slučaj je obrnut. One nisu zasićene sa CaCO_3 . Nešto slično se zapaža i u vertikalnom stubu morske vode na malim širinama. Generalno posmatrano, topla morska voda gornjih 200 do 300 m zasićena je sa CaCO_3 , a ispod toga je nezasićena. Drugim rečima, utvrđeno je da se u stubu okeanske vode rastvaranje CaCO_3 povećava sa opadanjem temperature, povećavanjem pritiska i količine CO_2 u dubljim vodama. To se odražava na dubinski položaj kompenzacije CaCO_3 za aragonit (ACD) i kalcit (CCD). Dubina kompenzacije kalcita je lokalna i nalazi se u nivou na kome je brzina taloženja kalcita jednaka brzini njegovog rastvaranja. U praksi, to znači da ispod nivoa CCD nema taloženja CaCO_3 . Dubina kompenzacije aragonita uvek je znatno manja. U procesu rastvaranja CaCO_3 naročito je značajan deo stuba okeanske vode koji leži između lizokline i CCD. Pod lizoklinom se podrazumeva ona dubina okeanske vode na kojoj počinje rastvaranje čestica CaCO_3 . To se najbolje vidi po ljušturama planktonskih foraminifera koje pokazuju oštećenja nastala rastvaranjem (Sl. 255.).



Sl. 255 - Model odnosa između pelagičke sedimentacije (prinosa) i rastvaranja karbonata u JI Pacifiku, koji ilustruje značaj lizokline i dubinske kalcitske kompenzacije (CCD) po Berger-u. Objašnjenje za razlike u krivama rastvaranja između regiona blizu kontinenta i niskih širina dali su Berger (1971) i Berger i Winterer (1974), iz Reading-a, 1978.

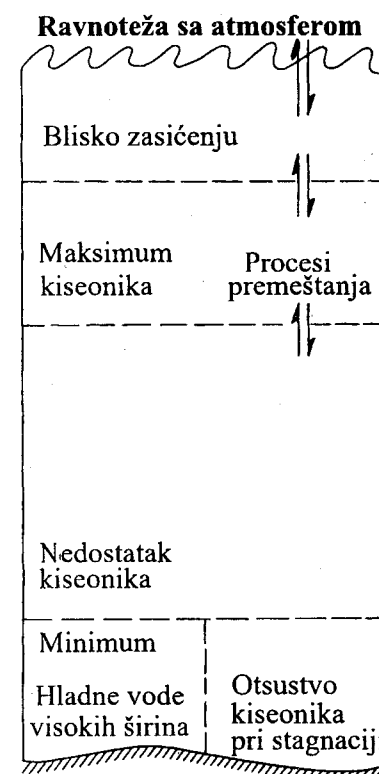
Savremeni CCD u tropskom delu Pacifika i zapadnog Atlantika se nalazi na dubinama oko 5 km, a u istočnom delu Atlantika je na dubini od 5,5 km. Ta dubina, međutim, nije ista za ceo Pacifik i Atlantik već se menja i u prostoru i vremenu. Idući

prema severu i jugu CCD postaje sve plići, da bi u predelima Antarktika bio na dubini od nekoliko stotina metara. Ova granica oplićava i s približavanjem obodima kontinenta, zbog visokog prinosa organske materije sa te strane, što povećava količinu CO₂ u vodi. Konstatovano je, takođe, da se položaj CCD menjao tokom geološkog vremena. Posle generalno relativno plitkog CCD u svim okeanskim basenima tokom krede i eocena (između 3,5 i 4 km) dolazi, prvo, do njegovog spuštavanja u oligocenu (između 4 i 4,5 km), zatim do oplićavanja u miocenu i jakog spuštavanja u pliocenu i kvartaru (Sl. 256.).



Sl. 256 - Pretpostavljene vremenske varijacije u dubini kalcitske kompenzacije za velike okeane. Andel, 1975, iz Reading-a, 1978.

Procesi oksidacije u okeanskoj vodi zavise od količine kiseonika rastvorenog u njoj. U tom pogledu razlikuju se gornji slojevi okeanske vode bogati kiseonikom i niži slojevi, koji su osiromašeni ili potpuno anoksični (Sl. 257.). Kiseonik dospeva u morsku vodu iz atmosfere i kao produkt fotosinteze planktonskih alga. Otuda, površinski delovi vode dostižu zasićenost rastvorenim kiseonikom ali već sa dubinama 50 do 100 m njegova koncentracija obično opada kao posledica oksidacije organske materije, kojih ima u morskoj vodi. U dubinskim vodama sadržaj kiseonika može opet da poraste onda kada one pripadaju hladnim termohalinskim strujama iz kojih kiseonik nije potrošen. Zbog takvog rasporeda kiseonika u stubu morske vode najveća količina organskih materija u okeanima se nalazi skoncentrisana na kontinentalnoj padini. Vode s upadljivim deficitom kiseonika nalaze se na otvorenom okeanu uz zone uzgonskih struja, koje prati obilna organska produkcija i velika potrošnja kiseonika.



Sl. 257 - Shema rasprostranjenja koncentracije rastvorljivog O₂ u okeanskim vodama. Horn, 1969, iz Leeder, 1982.

Utvrđeno je da u nekim delovima okeana postoje i samo periodične pojave anoksičnih uslova. Stalne vode bez kiseonika potpuno postoje u basenima koji imaju ograničenu vezu s otvorenim okeanom, kao što je slučaj sa Crnim morem. U svim takvim slučajevima odsustvo kiseonika je posledica postojanja stratifikovanog vodenog stuba, koji se razdvaja po gustini. Pridneni delovi stuba tada bivaju obogaćeni sa H₂S i CO₂ pa se na dnu odvija specifična (tzv. euksinska) sedimentacija bogata organskim materijama i produktima njihovog razlaganja.

U zonama širenja okeanskog dna i uz podmorske vulkane, u okeanskoj vodi se izlivaju vrući hidrotermalni rastvori bogati metalima, među kojima se naročito ističe mangan. To omogućava formiranje konkrecija i kora od manganskih minerala široko rasprostranjenih u dubokomorskim sedimentima. Obaranje mangana iz morske vode odvija se hemijski ili biohemijski uz posredstvo bakterija.

9.5.1.3. Biološki procesi

U sedimentologiji, biološki procesi u okeanima obuhvataju široki spektar aktivnosti organizama od produkcije sedimentnih čestica, preko njihove degradacije i agregacije, do preraspodele postojećih čestica i učešća u produktima raspadanja i poluraspadanja materija organskog porekla. Svaki od ovih procesa bi zahtevao opširna izlaganja koja većinom izlaze iz okvira ove nauke. Umesto toga, ovde je značajno da se istaknu dve važne činjenice. Prvo, nasuprot ranijim uverenjima, prema najnovijim istraživanjima, okeani su naseljeni organskim svetom od površine do najvećih dubina. Drugo, po obimu posla najznačajniji biološki procesi u dubokom moru su produkcija čestica u pelaškim sedimentima i preraspodela čestica. Dokazi o tim aktivnostima nalaze se u epipelaškim muljevima i tragovima ishrane i kretanja očuvanog u dubokomorskim sedimentima, koji mogu biti relativno retki ali i toliko bogati da je reč o pravoj bioturbaciji.

9.5.2. Glavne facije i sredine

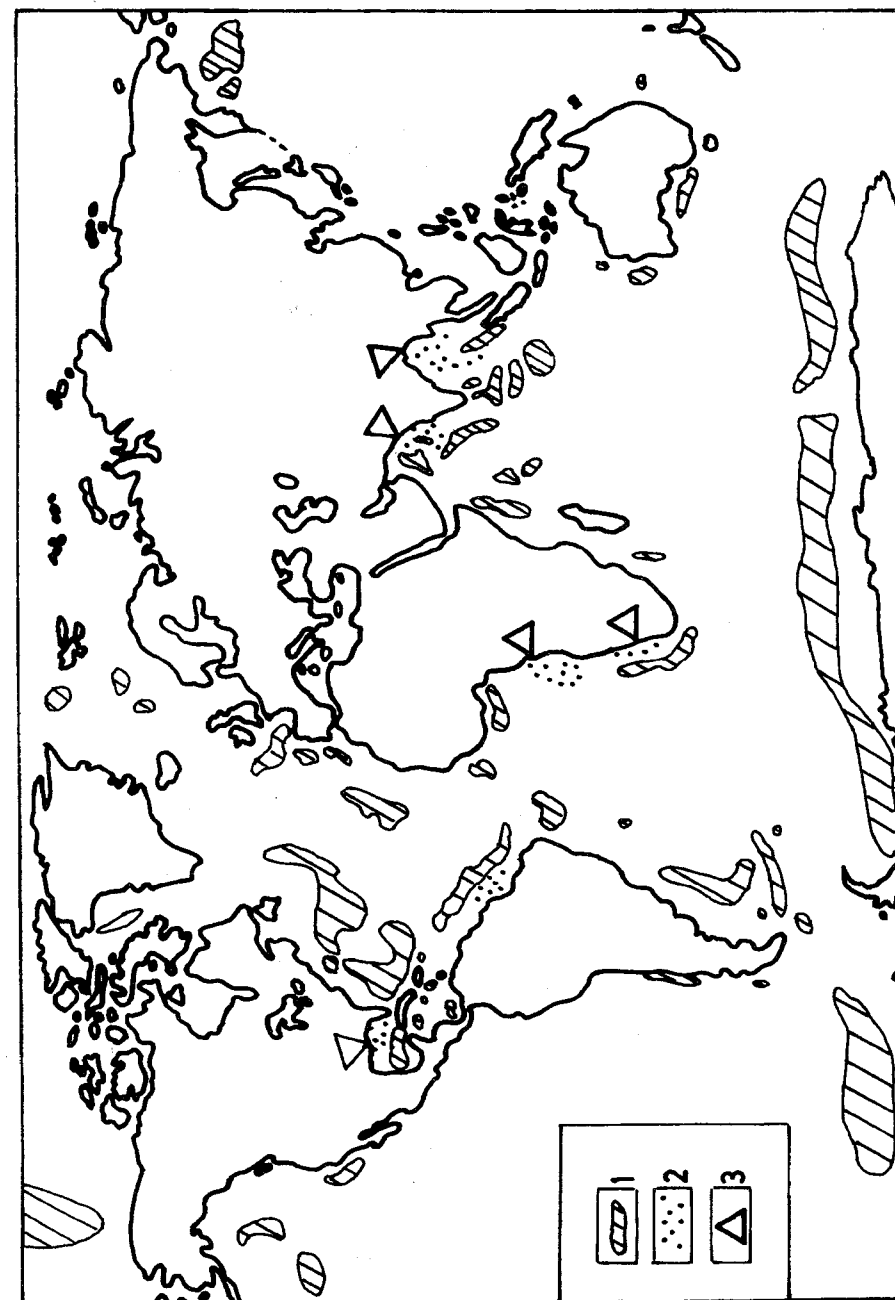
Kontinentalna padina, njeno podnožje, abisalno dno, srednjookeanski grebeni i hadalni trogovi su delovi okeana od kojih svaki ima posebne morfološke, batimetrijske, fizičke, depozicione i druge osobine. To su okviri u kojima nastaju niz specifičnih facija, kojih uopšte nema u drugim sistemima ili imaju potpuno drugojačije osobine. Glavne dubokomorske facije su: odroni, klizišta, tečenja drobine, turbiditi, konturiti, pelagiti, crvena dubokomorska glina i melanž.

9.5.2.1. Odroni

Odranjavanjem nastaju veliki blokovi starijih stena poreklom sa obale ili iz tvorevina koje izgrađuju kontinentalni prag i padinu. Većinom ih prate tokovi drobine. Zajedno sa drobinom kreću se intervalno, slobodnim padom niz padinu ili kroz podmorski kanjon. Odroni mogu da nastanu odvaljivanjem svih vrsta stena ali su naročito česti i dobro izraženi kada su od krečnjaka. Ovakvi blokovi poznati su iz geološke istorije pod nazivima olistoliti. Odroni većinom nastaju na strmim kontinentalnim padinama aktivnih margina koje pogađaju snažni zemljotresi. To posebno važi za strmiju stranu hadalnih trogova.

9.5.2.2. Klizišta (podvodna klizenja)

U podmorskim kanjonima i lepezama, a naročito na gornjim delovima kontinentalnih padina od polukonsolidovanih taloga formiraju se klizišta, koja mogu biti i izuzetno velika. Nekada sadrže i stotine kubnih kilometara materijala. U podvodnim klizištima se razlikuju: 1. glava sa depresijom nastalom istežanjem, 2. neporemećeno telo i 3. stopalo (rep) sa kompresionim teksturama (savijanje, kraljuštanje i prebacivanje). Prema načinu kako su deformisana, tela klizišta se dele na koherentna i nekoherentna. Prvoj grupi pripadaju klizišta čije se telo skoro bez deformacija kretalo po kliznoj površini, a u drugoj se nalaze ona koja su intenzivno raskomadana. Tako nastaju strukture koje su iz geološke prošlosti poznate pod nazivom olistoliti, olistoplake ili klizni listovi. Olistolitima se nazivaju pojedini blokovi metarskih dimenzija. Druge dve vrste strukture su kilometarskih i dekakilometarskih veličina i u stvari, predstavljaju gravitacione navlake. U nekoherentnim klizištima deformacije mogu biti u vidu jednostavnih raskidanja, savijanja i uvijanja. Shematski profil podmorskog klizišta je prikazan na Sl. 89.



Sl. 258 - Glavne abisalne ravnice i podmorske lepeze u okeanima: 1. abisalne ravnice, 2. abisalne lepeze, 3. glavna mesta gde velike reke donose materijal za abisalne lepeze. Heezen i Hollister, 1963, iz Leeder-a, 1982.

9.5.2.3. Tokovi drobine

Litofacija koja se sastoji od drobine u znatnoj meri učestvuje u gradnji pod-morskih lepeza ali se javlja i izvan njih. Ona nastaje mehanizmom tečenja drobine, koja vodi poreklo sa šelfa. Može da putuje nekoliko stotina kilometara i da prekrije prostore od mnogo hiljada kvadratnih kilometara. Sastoji se od klastita (fragmenti, blokovi i olistoliti) i matriksa (mulj, alevrit i pesak), u kome su prvi haotično razmešteni. U dva krajnja slučaja ova facija se sastoji skoro isključivo od klastita ili oni, dosta retki, leže u bogatom matriksu od mulja. Geološka tela sastavljena od drobine mogu da sadrže elemente izgrađene od svih vrsta stena. U prednjim padinama i podnožjima karbonatnih platformi, velikih barijera i atola drobinina je krečnjačka.

Tokovi drobine iz geološke prošlosti po Flores-u (1955) nazivaju se olistostromama. Pretežno su debele nekoliko metara do 200-300 m, a dužine od 4 metara do 1-2 km (Abbate i dr., 1970).

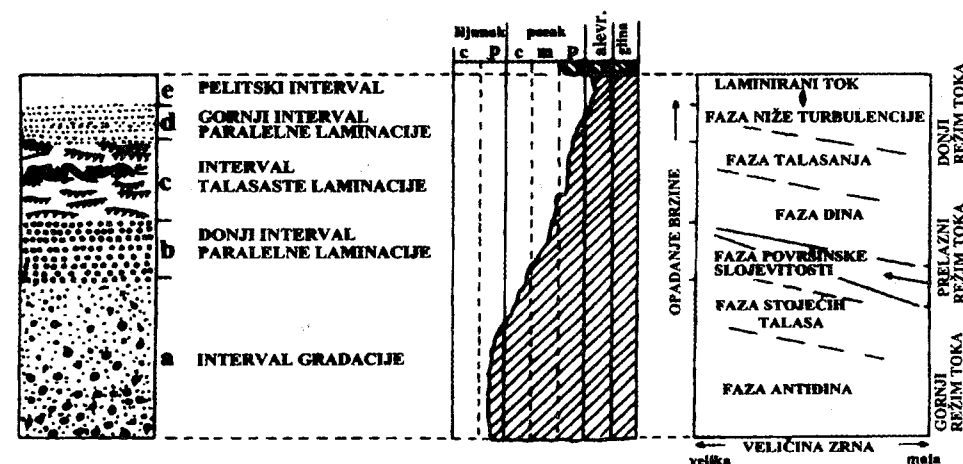
9.5.2.4. Turbiditi

Turbiditi su slojevi nastali sedimentacijom iz mutnih (turbiditnih) tokova. To su tokovi u kojima je suspendovano više ili manje sedimentnog materijala, pa se razlikuju mutni (turbiditni) tokovi velike i male gustine. Iz tokova velike gustine nastaju klasični turbiditi.

Turbiditni tok se formira kao posledica nekog iznenadnog događaja, zatim se on većinom usmereno kreće kroz podmorski kanjon da bi se kasnije proširio u podnožje padine i na susednoj abisalnoj ravnici. Sastoji se od tri glavna dela: glave, tela i repa. Glava ima najveću gustinu u toku i pri kretanju eroduje prethodno nastale taloge na dnu materijalom koji nosi. Na taj način nastaju razni, erozioni tragovi u podlozi turbiditnog toka. Fluid i zrna u glavi kreću se napred i nagore. Krupnija zrna se ponovo vraćaju u tok, ali dolaze i nova i sve više se nagomilavaju tu na njegovom čelu. Pri tome se glava kreće nešto sporije od tela. Telo ima dosta miran tok pa se iz njega deponuje suspendovan materijal neposredno pošto se glava udaljila. Taj materijal prekriva sve neravnine na morskom dnu, među kojima i novo nastale erozione tragove i tako ih konzervira u obliku njihovih negativnih otisaka. Rep sadrži razređeni deo turbiditnog (mutnog) toka.

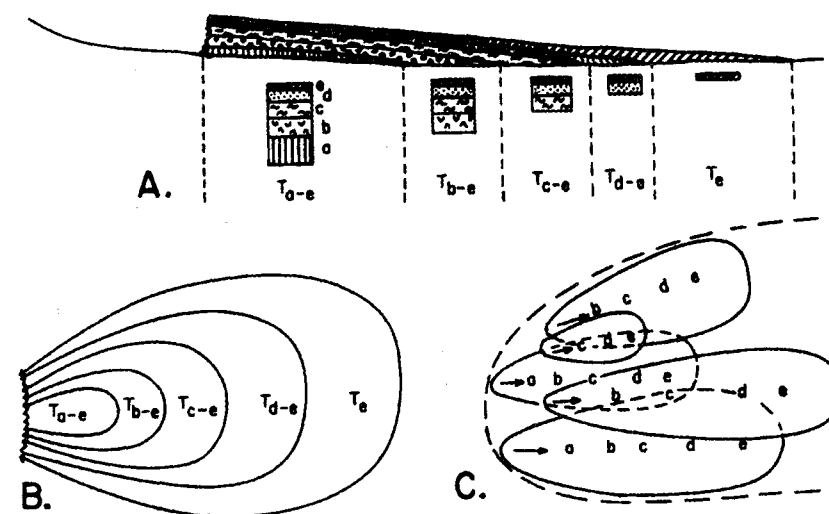
Turbiditi mogu da se očuvaju samo iz onih tokova koji su dospeli u relativno mirnu okeansku vodu duboko ispod donje granice uticaja talasa. U suprotnom, oni bivaju naknadno prerađeni.

Postepenim smanjivanjem brzine i snage mutnog toka smenjuju se njegove razne hidrodinamičke faze u kojima nastaju talozi s određenim strukturama i teksturama. Oni se pravilno smenjuju u vertikalnoj sukcesiji. Na osnovu teorije turbiditnih tokova i proučavanja konkretnih sekvenci na terenu Bouma (1962) je konstruisao model kompletne turbiditne sekvence u kojoj se nalazi pet intervala. Ti intervali imaju osobine koje su prikazane u odeljku o terenskim ispitivanjima (Sl. 46.).

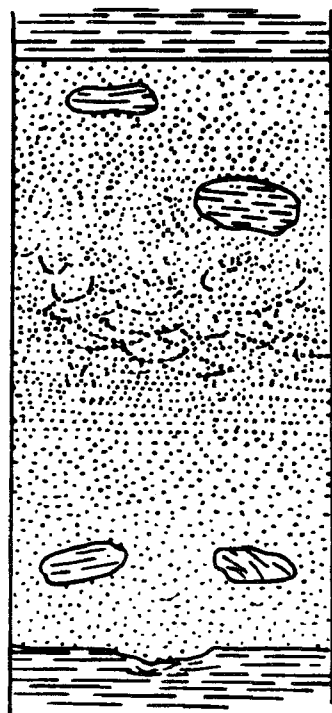


Sl. 259 - Litološko-strukturalna kriva zasnovana je na postojećim podacima. Desno je shematski prikaz režima tokova zasnovan na mogućim odnosima prema sekvenci. Bouma, 1978.

Potpuna sekvencija, poznata u literaturi po imenu njegovog autora Bouma nastaje samo u redim slučajevima (Sl. 259.). Većinom su sekvence nepotpune: podsečene, kada im nedostaje donji interval ili odsečene kada nema gornjih intervala ili su podsečene i odsečene.



Sl. 260 - Hipotetički izgled turbidita (modifikovano po Boumi, 1961, 1972) bez razmere. A - Opadanje debljine i potpunosti sekvenci niz tok; B - Depozicioni konus u planu sa smanjivanjem potpunosti sekvenci; C - Ispunjavanje basena brojnim turbiditima (slova označavaju najniži interval u deponatu). Bouma, 1978.



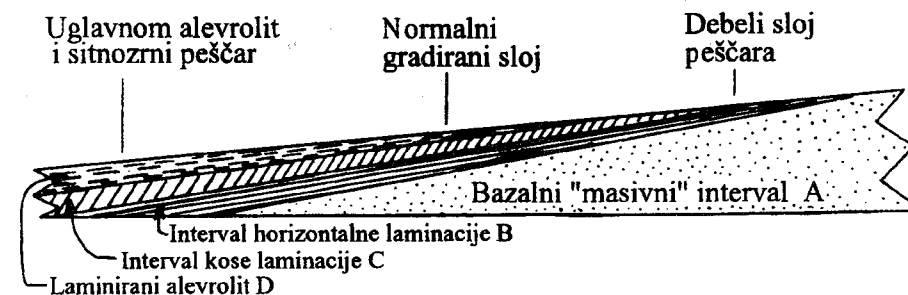
Sl. 261 - Tipski redosled tekstura u tvorevinama za koje se predpostavlja da su nastale tečenjem zrna. Stauffer, 1967 iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

Stenski sastav turbidita zavisi od izvornog materijala. Većinom je siliciklastičan ali su poznati mnogi slučajevi krečnjačkih pa čak i evaporitskih turbidita (gips ili anhidrit) čisti ili pomešani sa karbonatima. U siliciklastičnim turbiditima prevladaju grauvake sa dosta matriksa. Alevroliti su veoma česti u intervalima Tc i Td. Mikrokonglomerati su vezani samo za donje delove intervala Ta. Karbonatni turbiditi poznati su pod posebnim nazivom "alodapski krečnjaci" (Meischner, 1964) i obično nastaju od materijala sa čela karbonatnih platformi ili velikih sprudnih barijera. Zbog toga je bioklastični materijal većinom sastavljen od detritusa platformnih organizama.

Turbiditni tokovi se pojavljuju i pojedinačno ali to nije za njih tipično. U većini slučajeva, oni se javljaju na takvim mestima na kojima mogu da nastanu u više navrata. Njihova učestalost je povezana sa nizom faktora, a na osnovu proučavanja turbiditnih serija računava se da u proseku može da iznosi između 2 i 3 godine do više hiljada godina.

U odnosu na izvor materijala razlikuju se proksimalni i distalni turbiditi. Proksimalni su bliži izvoru a distalni udaljeniji. Između njih u krajnjim slučajevima, postoje jasne razlike. Po Walker-u (1967) proksimalni turbiditi imaju deblje slojeve, krupnozrniji su, česti su amalgamisani slojevi peščara neujednačene debljine, slojevi su negradirani ili grubo gradirani, imaju visok pesak/glina odnos, česte su komplekse sekvence (Ta-e), otisci tragova tečenja i spiranja i erozioni kanali. U distalnim turbiditima sve je suprotno. Kada je turbidit nastao iz samo jednog toka onda su ove razlike dosta jasno izražene. Mnogo je složenija situacija kada se proučava cela lepeza nastala od mnogih superponovanih turbidita (Sl. 260 i 262.). Turbiditni tokovi, od kojih su nastali nosili su raznu količinu materijala, a ove frakcije nisu uvek bile zastupljene u istoj srazmeri i nisu se svi tokovi u planu razvijali na isti način. Osim toga, između turbidita sa krajnje proksimalnim i distalnim osobinama postoje i prelazni tipovi. Zbog toga se, pri terenskim proučavanjima, za konkretne stubove većinom konstatuje samo generalno, da su pretežno sastavljeni od jednih ili drugih turbidita ili od jednih i drugih.

Uz turbidite često se nalaze i specifični slojevi, debeli nekoliko metara i dosta prostrani po pružanju koje nazivaju fluksoturbiditima (Kuenen, 1958). Ovi slojevi imaju: oštre granične površine, na donjoj nekada sa slabo izraženim tragovima utiskivanja, zatim, masivnu testuru sa slabo izraženom planarnom laminacijom i zdelastim teksturama u sredini i krupno komade glinaca (Sl. 261.). Po Stauffer-u (1967) verovatno je da su naslai tečenjem zrna.



Sl. 262 - Četiri modela resedimentacionih konglomerata. Inversno do normalno gradirani i gradirano-stratifikovani modeli su poređani u smeru toka, ali je ovaj raspored samo teoretski. Walker, 1980, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

U turbiditnim basenima skoro redovno se nalazi asocijacija facija koje su identifikovali Walker i Mutti (1973). Te facije označene su abecednim slovima od A do G i imaju sledeće osobine:

Facija A - debeli slojevi i paketi (1-10 m) organizovanih i neorganizovanih konglomerata i peščara sa četiri tipa (od A1 do A4).

Facija B - debeli masivni kontinuirani slojevi peščara, bolje sortirani nego u faciji A, sa dva tipa (odgovara fluksoturbiditima).

Facija C - turbiditi (proksimalni) sa dobro izraženim Bouminim sekvencama.

Facija D - distalni turbiditi sa podsečenim sekvencama (Tbcd, Tbde, Tcde).

Facija E - nepravilni, sočivasti ili klinasti tanki slojevi sitnozrnih peščara.

Facija F - iskidani, nabrani i haotični sedimenti nastali gravitacionom redepozicijom (podvodna klizišta, olistostrome, klizne breče i dr.).

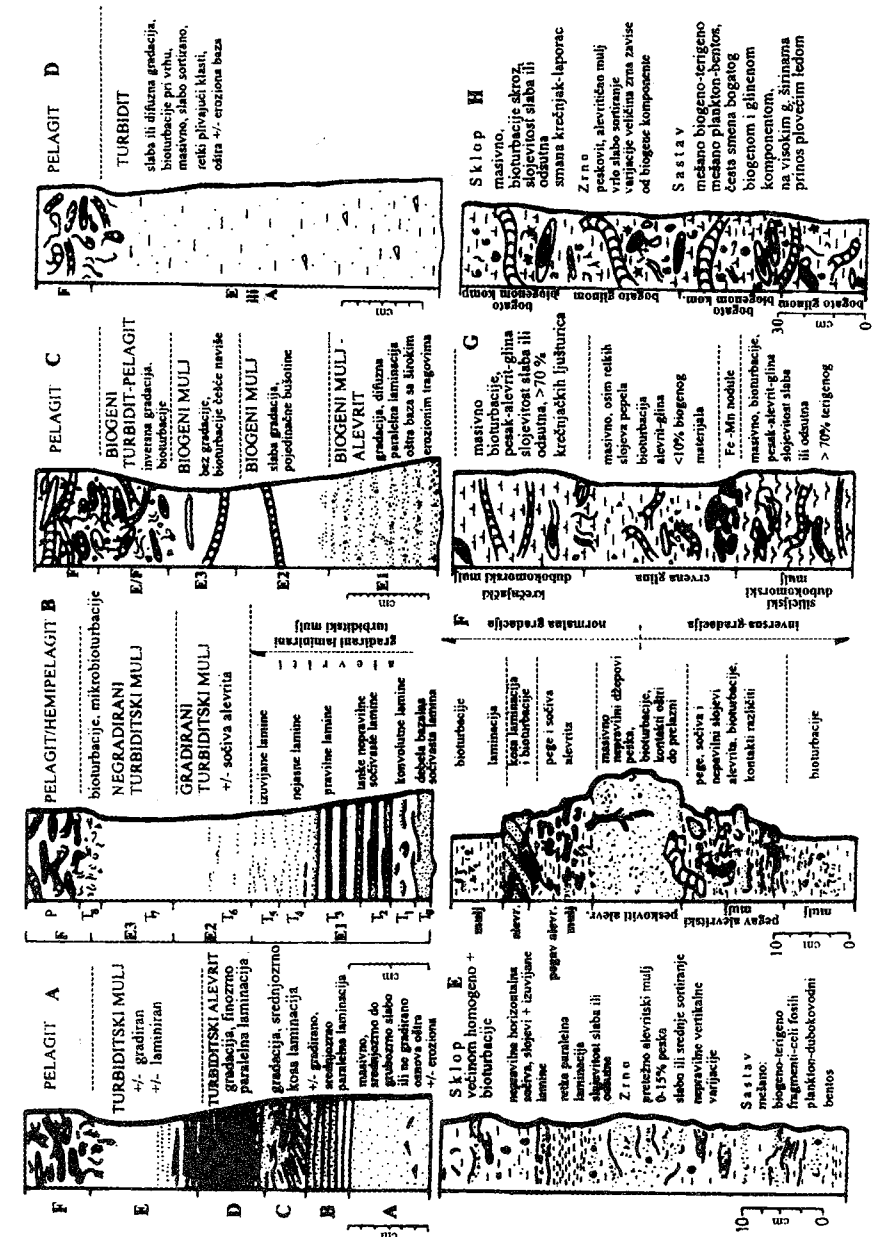
Facija G - hemipelaški i pelaški glinci, laporci i karbonati ili peskovi sa slabo izraženom laminacijom ili paralelnom slojevitošću.

9.5.2.5. Konturiti

Konturiti su prvi put konstatovani i najbolje proučeni u istočnom podnožju severnoameričke kontinentalne padine. Tu sa severa deluje "zapadna konturna pod-površinska struja", koja nastaje termohalinskim spuštanjem hladnih arktičkih voda prema ekvatoru. Ona se kreće postojano i to horizontalno, odnosno paralelno sa izo-batama. Približava se, verovatno, ubrzava Koriolisovom silom prema kontinentu. Dostiže brzinu do 2 km/čas, odnosno 50 cm/sek. koja je dovoljna da se prenosi mulj, alevrit i jako finozrni pesak. Brzina struje se povećava na uzvišenjima na kontinentalnom podnožju do te mere, da se na njima čak eroduju rastresiti sedimenti i prevode u suspenziju. Taj materijal se većim delom taloži odmah iza uzvišenja što dovodi do nastanka krupnih akumulativnih talasnih formi s amplitudama do nekoliko desetina metara i dužinom od nekoliko hiljada metara. Na tim osnovnim oblicima dna razvijeni su sitniji talasi tečenja visoki 10 do 15 cm, a dugački nekoliko metara.

Znatan proučeni deo stubova u talasastom padinskom zastoru, u kome nagomilavanja sedimenta mogu da iznose i do 2 km, pokazuju da se konturiti sastoje od sitnozrnih siliciklastita (mulj, alevrit, finozrni pesak) koji imaju jako malo matriksa (0 do 5%), dobro sortiranje, tanke slojeve (do 5 cm) sa ostrim graničnim površinama, kosu laminaciju i normalno ili inversno gradiranje. Veoma je zanimljivo da je kosa laminacija istaknuta koncentracijom teških minerala. Česta je pojava bioturbacije. Po Stow i Piper-u (1984) u konturitskim sekvencama se smenjuju: masivni peščari sa bioturbacijom, pegavi alevroliti s muljem i bioturbacijom, koso laminiran alevrolit i mulj koji je laminiran ili sa bioturbacijom u decimetarskim slojevima. Konturiti s ovakvim osobinama teško se razlikuju od distalnih turbidita (Sl. 263.).

Ono što znamo o zapadnoatlanskim konturitimima ne znači da važi za sve sedimente tog tipa. To će pokazati tek dalja proučavanja tvorevina te vrste. Sigurne su, međutim, dve stvari. Prvo, da su konturiti počeli da se stvaraju u novijoj geološkoj istoriji Zemlje od sredine tercijara, kada su hladne polarne vode počele da prodiru prema ekvatoru u vidu snažnih pridenih struja. I drugo, konturiti nastaju isključivo u velikim okeanskim basenima, jer samo u njima mogu da se formiraju konturne geostrofičke struje.



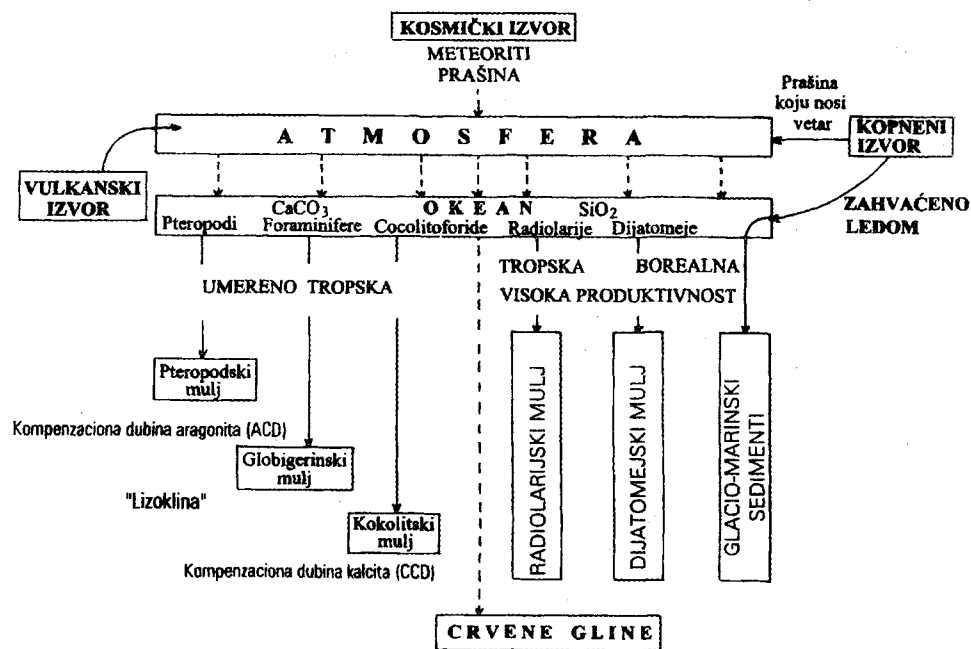
Sl. 263 - Model sekvenci turbidita, konturita i pelagita: A - alevritski turbidit; B - muljni turbidit; C - biogeni turbidit; D - neorganizovani turbidit; E - muljni konturiti; F - konturiti; G - pelagiti i H - hemipelagiti. Stow i Piper, 1984, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

9.5.2.6. Karbonatni pelaški mulj

Pelagiti su deponati dubokog mora nastali isključivo polaganim obaranjem čestica iz vodenog stuba. Njihova akumulacija je toliko spora da, generalno posmatrano, iznosi 2 do 50 mm za vreme od 1000 godina. Materijal koji se taloži je litogenog, biogenog, hidrogenog (odnosno autigenog) i kosmičkog porekla. (Sl. 264.). Među biogenim tvorevinama razlikuju se dve grupe: karbonatna i silicijska. One su glavni sastavni delovi dveju glavnih pelaških facija u kojima biogene komponente imaju više od 75 %. Ostatak čine neorganske čestice terigenog, vulkanogenog i/ili šelfnog porekla.

U pelagitima se nalaze mnogobrojne biogene teksture: *Chondrites*, *Planulites*, *Zoophicus*, *Trichichinus*, *Teichichinus*, *Scolicita*, *Lophoctenium* i dr.

Karbonatni pelaški mulj sastavljen je od ljušturica foraminifera, kokolitoforida, pteropoda i nekarbonatnog materijala. U pogledu savremenog rasprostranjenja i količine sedimenata najznačajniji tip je pelaški foraminiferski mulj. On nastaje od ljušturica tih jednoćelijskih plantktonskih životinja koji žive u zoni prvih 100 m morske vode i prilikom deobe (razmonžavanja) napuštajući staru kućicu formiraju dve nove. Napuštene ljušturice u ogromnom broju neprekidno padaju na dno i grade svoj mulj. Sastav foraminiferskog mulja ne mora u potpunosti da odgovara zajednici koja živi u pelagijalu, jer su mali oblici i oni s jako tankim ljušturicama manje otporni na rastvaranje.



Sl. 264 - Dijagram pelaške sedimentacije u svetskom okeanu. Hoy, 1974, iz Davis-a, 1983.

U literaturi grubo se razlikuju dve grupe pelaških foraminifera: oni koji žive pri površini mora, imaju izraštaje na kućicama, koje bivaju lakše rastvorene, i oni koji

žive podpovršinski, nemaju bodlje, a otporniji su na rastvaranje. Posebno je upadljivo prisustvo globigerina pa se ovaj mulj često naziva i globigerinski iako ti oblici ne moraju da budu i najbrojniji.

Drugu važnu vrstu karbonatnog pelaškog mulja produkuju žuto-zelene jednoćelijske alge kokolitoforide. One izgrađuju sferične ljuske (kokosfere) koje su sastavljene od sitnih diskova - kokolita (prečnika 2 do 20 mikrona). U površinskim vodama, naročito u zonama apvelinga sa nutrijentima, ima i do 500.000 kokosfera u 1 dm³. Zbog malih dimenzija, kokoliti se spuštaju veoma sporo prema dnu pa su jako podložni rastvaranju. Od velikog broja vrsta kokolita na okeansko dno dospeva samo oko 10 % i tamo se obično nalaze u obliku fino-zrnog detritusa. Mada kokoliti nisu tako značajni graditelji pelaškog mulja kao foraminiferi u nekim delovima svetskog okeana mogu da dominiraju kao što je to slučaj u Sredozemnom moru. Zanimljivo je da se zona visoke produktivnosti kokolitoforida nalazi i u visokim geografskim subpolarnim širinama ali njihovi ostaci ne dospevaju na okeansko dno.

Pteropodi su planktonski puževi sa kućicama koničnog oblika dugačkim nekoliko mm. Ljušturice su im sastavljene od aragonita tako da se brzo rastvaraju, već u nivou aragonitske kompenzacije (ACD). Otuda se pteropodski muljevi nalaze samo u plićim delovima tropskih regiona.

Rasprostranjenje karbonatnog pelaškog mulja određeno je geografskom širinom 60° S i J od ekvatora, a na okeanskom dnu je obeleženo položajem CCD. Ispod tog nivoa nema savremenih karbonatnih čestica pa tako linija dodira CCD i okeanskog dna dobija značaj najvažnije dubokomorske facijalne granice. Zato se danas karbonatni pelaški mulj nalazi na stranama srednjookeanskih grebena, na aseizmičkim grebenima, podmorskim platoima, na padinama karbonatnih platformi i u malim okeanskim basenima.

9.5.2.7. Silicijski pelaški mulj

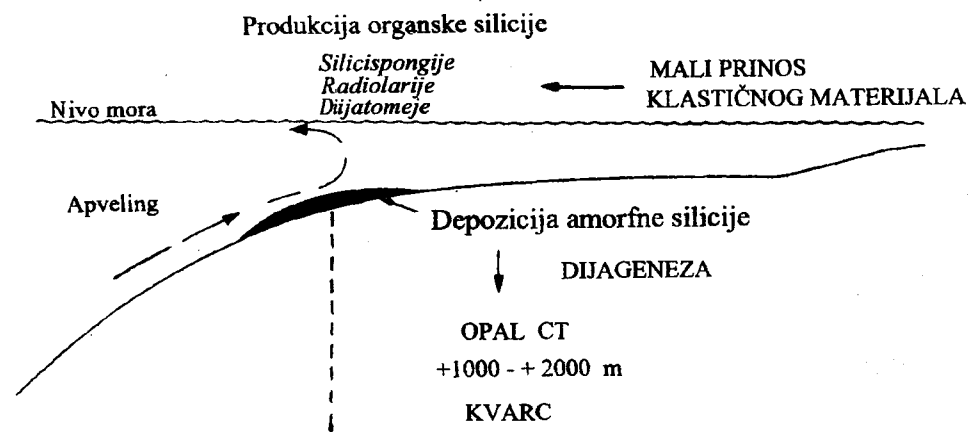
Po definiciji silicijski pelaški mulj sadrži više od 30 % silicijskih ljušturica ali može da ima i do 30 % karbonatnih. Sastoji se od dijatomeja, dinoflagelata, radiolarija i spikula od silicispongija. Njihovi skeleti su izgrađeni od opala i osim spikula, imaju dimenzije alevrita i fino-zrnog peska.

U radiolarijskom mulju se nalaze samo ostaci grupe polikristina jer se ljušturice akantarija i feodarija lako rastvaraju. Taj mulj je rasprostranjen ispod CCD u pojasevima visoke organske produktivnosti što se naročito odnosi na područje divergencije glavnih površinskih struja i zone apvelinga bliske kontinentalnim blokovima (Sl. 265.).

Dijatomejski mulj je tipičan za visoke geografske širine. U vidu kontinuiranog pojasa on opkoljava Antarktiku, a subarktički se javlja u savremenom Pacifiku. Sem toga ima ga i pored kontinenata u zonama apvelinga (na pr. u Kalifornijskom zalivu).

Rasprostranjenje silicijskog pelaškog mulja zavisi od tri glavna faktora, odnosno od: (1) visine organske produktivnosti, koja je povezana sa količinom nutrijenata u vodi i uzrokuje nastanak širinskih i silicijskih pojaseva i "silicijskih prste-

nova" u okeanima; (2) stepena razblaženja silicijskih taloga terigenim i karbonatnim tvorevinama; (3) i stepena rastvaranja silicijskih skeleta. Silikoflagelate i dijatomeje se rastvaraju brže od polikristinskih radiolarija, a one opet brže od spikula silicispongija. Sem toga, postoji jasna negativna korelacija između količine silicije i kalcita u sedimentima. To je izazvano suprotnim trendovima: (1) formiranje silicijskih ljušturica jako je favorizovano visokom produktivnošću morske vode što nije slučaj sa karbonatnim; (2) korozija silicijskih ljušturica je najveća u nezasićenim gornjim delovima morske vode dok je korozija karbonatnih veća u dubini, odnosno u nivou ACD i CCD. Sve to dovodi do akumulacije silicijskih ostataka u većim okeanskim dubinama. Na ovaj proces znatan uticaj ima i gravitaciona redepozicija silicijskih skeleta.



Sl. 265 - Sedimentacija organske silicije u arealima sa apvelingom sa povećavanjem pretvaranja obične biogene i amorfne silicije u opal CT, a zatim u kvarc. Bjørlykke, 1984.

Proučavanja silicijskog mulja na okeanskom dnu pokazala su da i tamo rastvaranje silicijskih skeleta nije beznačajno. Opal koji je tim procesom oslobođen može da uzme učešće u formiranju autigenih minerala (palagonita, sepiolita i zeolita) i rožnaca. Ovi poslednji u karbonatno-silicijskim muljevima imaju tendenciju da formiraju konkrecije, a u glinovito-silicijskim sedimentima čine slojeva.

9.5.2.8. Crvena dubokomorska glina

Crvena dubokomorska glina, koju nazivaju i "pelaška glina", je posebno karakterističan okeanski sediment jer nastaje isključivo u abisalnim dubinama, ispod CCD, daleko od kopna i samo u regionima niske fertilnosti. Ovaj sediment u severnom Atlantiku ima crvenu boju ali većinom je braon boje zbog finih primesa manganovog dioksida, ali ga ipak nazivaju "crvenim".

Crvena glina se sastoji od izuzetno finih pelitskih čestica, zatim od mineralnih zrna alevritske krupnoće i drugog heterogenog materijala. Najfiniji deo sedimenta su glinene ili koloidne čestice ilita, smektita, kaolinita i hlorita. Alevritske čestice su detritičnog (kvarc, feldspat, liskun, amfibol i piroksen), autigenog (palagonit, zeoliti,

barit, manganit) ili vulkanskog porekla. Fine crvene gline su matriks za sav ostali materijal. Reč je o: vulkanskom pepelu i plovuću, zubima ajkula, kostima kitova, stenama glacio-marinskog porekla, manganskim i fosfatnim konkrecijama, česticama kosmičkog porekla i biogenim skeletnim fragmentima od silicije ili kalcijum karbonata. U suštini, crvena glina je rezidijum zaostao od rastvaranja materijala kontinentalnog, atmosferskog, vulkanogenog i biogenog porekla koji se polako spušta kroz stub morske vode.

Na okeanskom dnu crvene gline se talože veoma sporo, većinom manje od 1m/Ma ali i do 7.5m/Ma.

U crvenim glinama veoma upadljiv element su široko rasute kuglice koje su često magnetične a hemijski sastav im se poklapa sa sastavom metaličnih i stenskih meteorita, pa se s pravom uzima da su to čestice kosmogenog porekla.

Proučavanjem crvenih gline iz raznih delova okeana konstatovano je u poslednje vreme da u njihovoj najfinijoj frakciji (ilit i smektit) prevladavaju čestice kopnenog porekla koje su bile transportovane vetrom i rečnim putem. To, međutim, je posledica savremenog stanja na Zemlji. Na osnovu materijala iz bušotina sa morskog dna prikupljenog projektom JODES utvrđeno je da to nije bio slučaj u centralnom Pacifiku, ni u tercijaru ni u kredi.

Rasprostranjenje crvenih dubokomorskih gline je u najvećoj meri određeno uslovima pod kojima ona nastaje. Ona zaposeda abisalne regione, ispod CCD, udaljene od kopna i to u srednjim geografskim širinama (suptropske konvergencije), po Berger-u (1974) severno i južno od markantnog ekvatorijalnog silicijskog pojasa. Karakteristično je da su granice ovih gline i prema karbonatnom i silicijskom pelaškom mulju rasplinute u manjoj ili većoj meri.

9.5.2.9. Glinoviti pelaški muljevi

Na granicama prostora prekrivenih crvenom dubokomorskom glinom ona postepeno prelazi u karbonatne i silicijske pelaške muljeve. U tim prelaznim zonama, koje mogu biti veoma široke, biogena komponenta učestvuje sa 25 do 75%. Tako nastaju dve facije dubokomorskih sedimenata koje mogu da nose nazive glinoviti karbonatni pelaški mulj i glinoviti silicijski pelaški mulj. Matriks tih sedimenata čini fina crvena glina, a alevritske i arenitske čestice su predstavljene foraminiferima i radiolarijama. Po Dean-u i dr. (1984) ova vrsta sedimenata nosi i naziv "arl".

9.5.2.10. Hemipelagiti

Hemipelagiti nastaju mešanjem čestica terigenog i pelaškog porekla i to na kontinentalnoj padini i u njenom podnožju. Oni sadrže uvek više od 25% terigenog, sublitoralnog i vulkanogenog materijala. Srednja krupnoća zrna je nešto veća od 5 mikrometra, sa izuzetkom kod autigenih i pelaških organizama. Terigene čestice direktno se prinose vetrom, rekama i ledom, a indirektno sa šelfa raznim gravitacionim procesima (klizišta, turbiditni tokovi niske gustine) i iz nefeloidnog sloja. Pelaški materijal čine pretežno razni mikroorganizmi sa krečnjačkim kućicama (foraminiferi, kokoliti, pteropodi).

Od autigenih minerala ovde se nalaze glaukonit, fosforit, feromagnezijske konkrecije i drugi. U poslednje vreme dokazano je u hemipelaškim sedimentima prisustvo bogate infaune sastavljene od crva, školjaka tankih ljuštura, brahiopoda i nekih ehinodermata. Svi ovi oblici, kretanjem kroz sedimente homogenizuju sloj tako da su samo u redim slučajevima od bioturbacije sačuvana jasna slojevitost ili laminacija. Od tragova kretanja zapaženi su isti oblici kao i u pelagitima.

Prema klasičnoj podeli hemipelagita od **Murray i Renard-a (1891)** razlikuju se plavi, crveni i zeleni mulj. Plavi mulj je najrasprostranjeniji. Pretežno je sastavljen od ilita ali u njemu može da bude i smektita. Karakteristična boja sedimenta dolazi od prisustva organskih materija koje dovode do uspostavljanja redukcione sredine u sedimentu i formiranja sulfida i oksida gvožđa. Crveni mulj se nalazi ispred ušća velikih reka koje donose u okean ogromne količine crvenog lateritskog materijala u suspenziji (na pr. Amazon). Zeleni mulj nastaje u zonama izuzetno spore sedimentacije, tako da na tim mestima postoje mogućnosti da se dobro razvijaju zelena zrnca glaukonita, od koga mulj i dobija boju.

Novija klasifikacija dubokomorskih sedimenta **Berger-a (1974)** nema u vidu prethodno prikazane tvorevine već se među hemipelaškim deponatima razlikuju: 1. krečnjački mulj (laporoviti, kredni i raznovrsan skeletni), 2. terigeni mulj (kvarcni, arkozni, liskunoviti i dr.) i 3. vulkanogeni (sa preko 30% vulkanskog pepela, palagonita i dr.). Pojedine vrste se izdvajaju prema statistički utvrđenim granicama sastavnih komponenta.

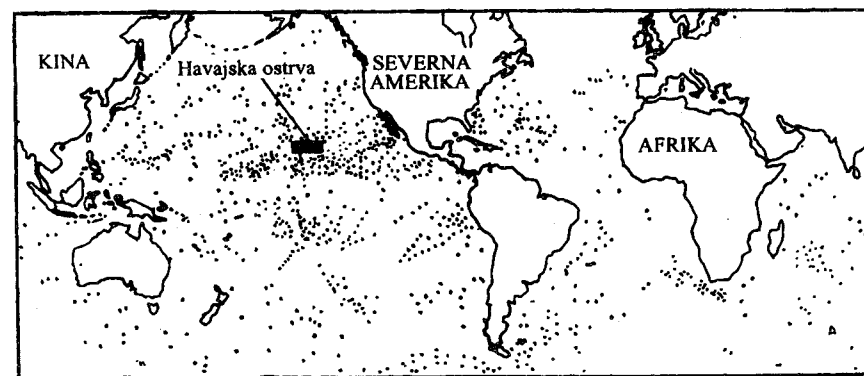
Pored pomenutih, hemipelaškim tvorevinama pripadaju još neki tipovi sedimenta među kojima se posebno ističu glacio-marinski i crni mulj. Glacio-marinski sedimenti se dosta razlikuju od svih ostalih hemipelaških tvorevina po specifičnom izgledu i načinu postanka. Lednici koji u polarnim oblastima dospevaju do mora lome se i pretvaraju u velike ledene bregove. Oni plivaju nošeni strujama sve dok se ne otope pa tako mogu da se udalje od kopna na velika rastojanja. U toku tog procesa oslobađa se postepeno iz njih morenski materijal obuhvaćen ledom i pada na morsko dno na tipičan pelaški način. Razlika je samo u tome što oslobođeni klastiti imaju i veoma krupne dimenzije. Upravo po tim znatnim dimenzijama komada i blokova stena, zatim po njihovoj egzotičnosti i eventualno i po tragovima strija lako se raspoznaju ove tvorevine.

Crni mulj ili euksinska facija podrazumeva sedimente nastale u vodi, koja je jako deficitarna u rastvorenom kiseoniku ali zato sadrži više ili manje vodonik sulfida (H_2S). Reč je o ustajalim vodama iz donjih slojeva nekog postojano raslojenog basena, kakav je danas basen Crnog mora. U tim uslovima nastaju sedimenti sa sledećim osobinama: 1. bogati sa organskim materijama (odnosno sapropelom), imaju 2. crnu ili sivocrnu boju, 3. fino-zrne sedimente (ograničene na glinu i alevrit) hemipelaškog porekla, 4. neobičnu asocijaciju elemenata u tragovima, 5. osiromašenu faunu i 6. finu laminaciju. Ovakvi sedimenti mogu da nastanu u donjim delovima fjordova i u plićim morima odvojenim pragom ali regionalni značaj oni imaju samo u malim okeanskim basenima, koji imaju ograničenu komunikaciju sa svetskim okeanom.

9.5.2.11. Feromanganske konkrecije

Na dubokomorskom dnu na kome se odvija jako mala akumulacija sedimenta, kao što je to slučaj sa crvenim glinama ali i drugim facijama, karakteristična je pojava feromanganskih konkrecija (Sl. 266.). Njihova veličina se kreće do nekoliko cm u prečniku. U unutrašnjosti konkrecija, smenjuju se lamine bogatije glinom ili metalima. U osnovi one se sastoje od loše iskristalisanih hidratiziranih oksida mangana i gvožđa sa približno istom količinom ta dva metala (po 16% svaki). Taj odnos nije stalan već ima tendenciju, a u zavisnosti od dela okeana sa koga konkrecije potiču, da se povećava količina mangana u odnosu na gvožđe (na pr. u Pacifiku). Značajna osobina ovih tvorevina su relativno visoke proporcije kobalta, nikla i bakra (0.1% do 1%), zatim značajne količine drugih metala (Zn, Zr i Ti).

Sve ukazuje da je brzina narastanja feromanganskih konkrecija neznatna. Smatra se da možda iznosi svega nekoliko cm na milion godina ali to pitanje još nije pouzdano rešeno, kao i niz drugih problema iz geneze.



Sl. 266 - Rasprostranjenje manganskih konkrecija na dubokomorskom dnu. Njihova maksimalna količina se nalazi južno od havajskih ostrva. **Hosino, 1986.**

Dilema o primarnom poreklu metala ne rešava se jednoznačno. Nejednak sastav elemenata u tragovima (naročito kobalta) u konkrecijama raznih delova okeanskog dna i veza konkrecija sa okolnim sedimentima upućuju na zaključak da su neke od njih sigurno nastale od eshalacija vulkanskog i hidrotermalnog porekla, a druge putem sedimentnih i dijagenetskih procesa. Smatra se da ovo poslednje važi za manganske nodule iz visoko produktivnih zona pored obala Perua, Kalifornije i Japana jer sadrže relativno niske količine kobalta.

9.5.3. Glavni dubokovodni sistemi

U dubokomorskim delovima svetskog mora nalazi se više sedimentacionih sistema koji imaju veoma specifične osobine. U glavne sisteme ove grupe spadaju: otvorena kontinentalna padina, kanjoni i podmorska lepeza, padinski zastor, akrecioni okeanski greben, abisalno dno, hadalni trog i mali okeanski baseni.

9.5.3.1. Sistem otvorene kontinentalne padine

Kontinentalna padina je segment zemljišne površine između spoljašnjeg oboda šelfa i kontinentalnog podnožja. Nalazi se na dubini između 200 i 4.000 m. Većinom je široka 20 do 100 km sa padnim uglom 2 do 6°. Najblaže padine su ispred fronta rečnih delti jer su tamo deponovani meki sedimenti, koji imaju najmanji otpor na smicanje, a najstrmije su ispod dobro cementovanih karbonatnih platformi. Većina padina ima dosta dobro izražen reljef u vidu podmorskih uzvišenja, platoa i kosina razdvojenih plićim jarugama ili podmorskim kanjonima. To omogućava da se na padini jasno odvoje dva sistema: otvorena padina i kanjon sa podmorskom lepezom.

Pod otvorenom kontinentalnom padinom podrazumevaju se njeni delovi otkriveni prema okeanu, a između podmorskih kanjona. Glavni transport u tim predelima je gravitacioni. Zbog toga su na otvorenim padinama česti odroni, klizišta i tokovi drobine (olistostrome) (Sl. 267A.). U manjoj meri ima lokalnih trubidita i konturita. Ovi poslednji mogu da nastanu pod uticajem gornjih jako oslabljenih delova geostrofičkih struja.

Pored facija nastalih gravitacijom u ovom sistemu izrazito preovlađuju hemipelagiti. Česti pelaški muljevi se nalaze samo u izuzetno retkim uslovima kada je potpuno sprečen prinos materijala sa šelfa. Većinom materijal iz ta dva izvora se meša i formira hemipelagite. Sa šelfa potiču dve vrste materijala: siliciklastičan i karbonatni koji na padini dovode do nastanka tri vrste tvorevina: siliciklastične, siliciklastičo-karbonatne i karbonatne.

Glavni i najrasprostranjeniji siliciklastični sediment je tzv. plavi mulj, koji čini postojan ali diskontinuiran pojas oko kontinenata. Uz šelf on sadrži i fino zrne peskove, a na donjim delovima je isključivo alevritsko-glinovitog i glinovitog sastava. U Tihom okeanu u tom mulju u pojedinim regionima ima do 26 % skeleta dijatomeja i do 5 % karbonatnih ljušturica. Slojevitost je tankoslojevita i često slabo izražena. Autigeni minerali su glaukonit, sulfidi i hidroksidi gvožđa i mangana. Prema Giresse-u i Odin-u (1973) glaukonit nastaje reakcijom kaolinskih glina sa jonima gvožđa i kalijuma. Naročito karakteristična osobina ovog mulja je njegovo bogatstvo organskim materijama, koje omogućavaju odvijanje redukcionih procesa u sedimentu. Ta pojava je povezana sa činjenicom da je stub morske vode iznad padine najbogatiji nutrijentima, koje iz dubine donose uzgonske struje. Sem toga, ta voda ima i minimalne količine kiseonika.

Kontinentalne padine, u podnožju šelfnih i izolovanih karbonatnih platformi i velikih sprudnih barijera, primaju sa tih plitkovodnih sistema krečnjački materijal različite krupnoće i konzistencije, od velikih blokova do karbonatnog peska i mikrita iz "krečnog mlaka".

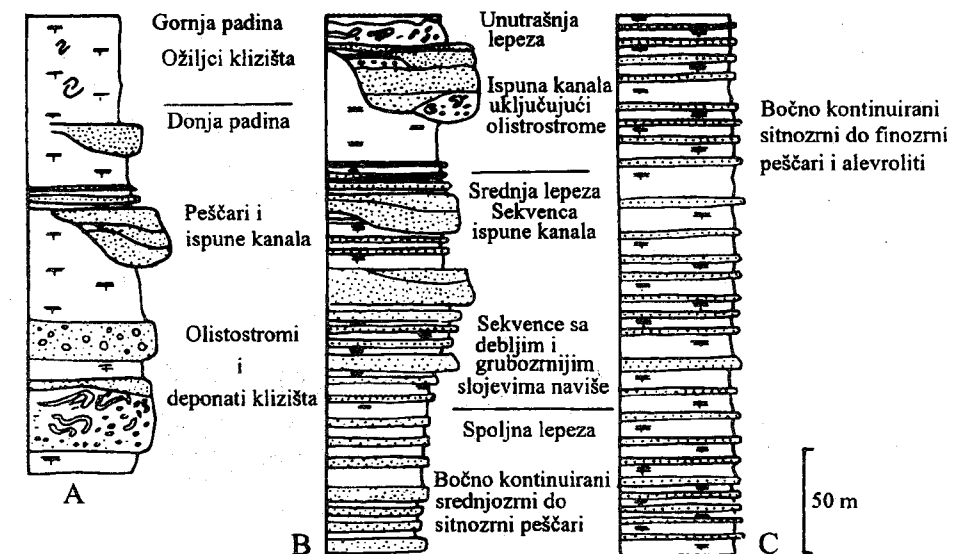
Krupni blokovi, veći i manji fragmenti obično se nalaze u tokovima drobine u kojima se na haotičan način mešaju sa različitom količinom fino zrnijeg materijala. Nekada pojedini blokovi mogu da imaju i kilometarske dimenzije. -Krečnjački peskovi su ili masivni nastali granularnim tečenjem, - ili su slojeviti i gradirani pa ukazuju na poreklo iz manjih mutnih tokova. Ovi poslednji većinom imaju ekvivalente intervala "C" i "D" iz Boumine sekvence.

Naročito zanimljivi su tzv. periplatformni muljevi, koji na padini nastaju smenom karbonatnog pelaškog mulja i sitnozrnijeg krečnjačkog materijala sa susedne platforme. Dok su prvi postojano razvijeni u stubu, drugi se javljaju u neregularnim intervalima jer su na mesto odlaganja dospevali samo povremeno. Tako na padini nastaju monotoni, uniformno tamnosivi, fino zrne madstoni, tankoslojeviti s ravnim slojnim površinama i laminacijom. Smena ovih madstona svetlije i tamnije boje ili umetanje lamina sa siliciklastičnom komponentom dovode do formiranja veoma karakterističnih "trakastih krečnjaka".

Primarne teksture fino zrnih planarno uslojenih krečnjaka na padini često su modifikovane sedimentnim budinažom do koga dolazi usled diferencijalne cementacije i kompakcije. U krajnjim slučajevima, prvobitno slojeviti, pretvaraju se u kvrgave krečnjake.

Gravitacioni procesi i izvan podmorskih kanjona mutnim strujama i tokovima drobine usecaju brazde u sedimentima padine. Ožiljci i nagomilanja materijala prate klizišta. Zbog toga seizmički profili u tim tvorevinama pokazuju neravnine, diskontinuitete po pružanju i prekide u sedimentaciji. Ti prekidi u karbonatnima često su obeleženi tvrdim dnom (HG) nastalim usled rane cementacije sedimenata za vreme prekida u taloženju.

Autentični skeletni ostaci u ovom sistemu su samo planktonski i nektonski. Skeleti plitkovodnih organizama uvek su pretaloženi ili u okviru stenskih blokova ili u vidu organogene drobine.

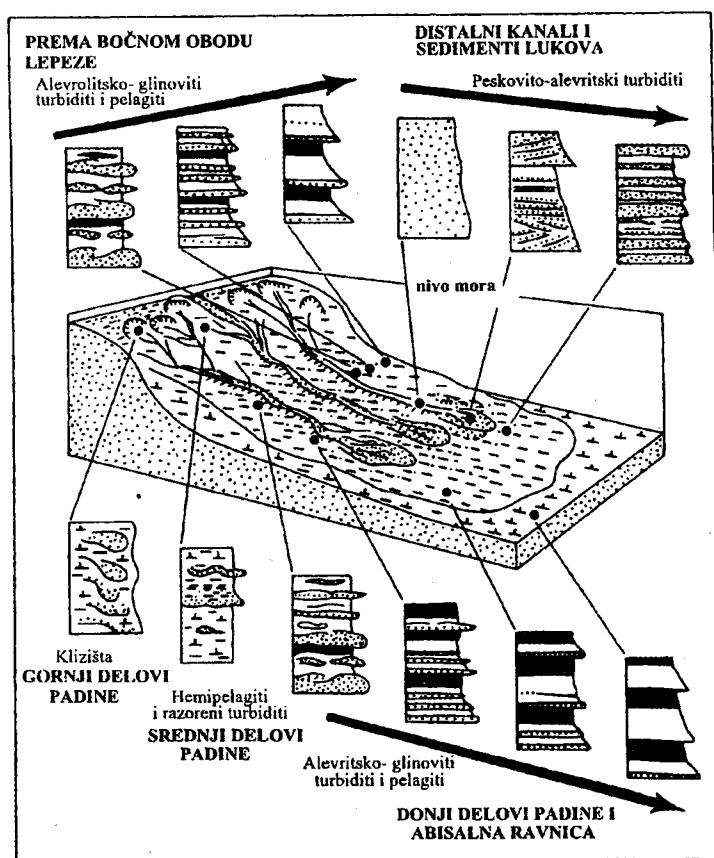


Sl. 267 - Karakteristične sekvence padine (A), lepeze (B) i basenske ravnice (C).
Mutti i Ricchi Lucchi, 1972 iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

9.5.3.2. Sistem podmorskih kanjona i lepeza

U podnožju kontinentalnih padina nalaze se često upadljive podvodne lepeze različitih dimenzija. Kao primeri se navode lepeze ispred delti na ušćima Misisipija, Konga, Ganga, Inda, Amazona, Rone, Nila i dr. Njihovi prečnici se kreću od 300 km (ronska) do 30000 km (bengalska), a maksimalna debljina sedimentata u njima iznosi i 10 km. Ove lepeze su uvek povezane sa podvodnim kanjonima, koji su duboko usečeni u kontinentalnu padinu i njen gornji obod i služe kao glavni sprovodnici materijala sa šelfa do lepeze. Prihranjuju se direktno sedimentima koje su na šelf donele reke ili tvorevinama koje nastaju na obali i u sublitoralju.

Glavni transport materijala kroz podvodni kanjon i preko lepeze odvijao se putem odronjavanja, klizanja, tokova drobine i turbiditnih tokova. Kao posledica ova četiri procesa nastaju u podmorskim lepezama i odgovarajuće litofacije sastavljene od siliciklastičnih, karbonatnih ili mešanih stena (Sl. 267B i 268).



Sl. 268- Primer shematskog rasporeda sedimentnih facija u jednoj dubokoj klastičnoj lepezi velikih razmera. Uočava se sistemski raspored finih turbidita raznog tipa paralelno i poprečno na lepezu, i razmeštaj hemipelagita i pelagita u raznim nivoima lepeze. Stow & Piper, 1984, iz Chamley-a, 1987.

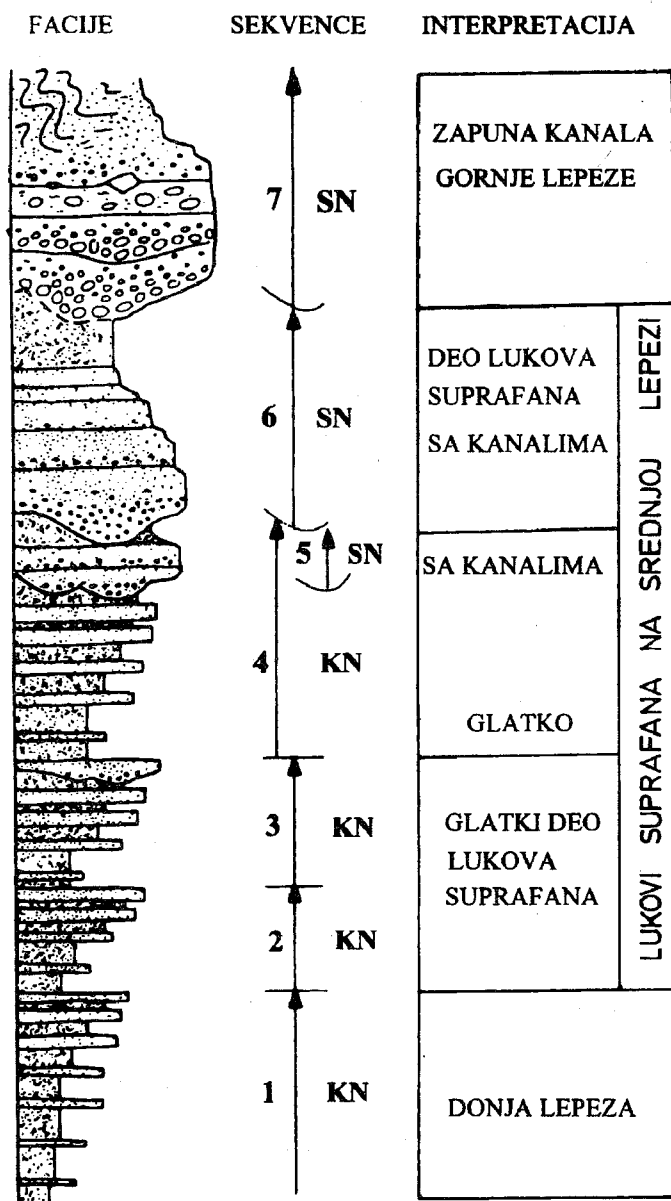
Na osnovu do tada poznatih podataka o podmorskim lepezama, a reč je pre svega o geofizičkim podacima i jezgrima plitkih bušotina (1 do 10 m), početkom sedamdesetih godina Mutti i Ricci Lucchi (1972) su razvili jedan teorijski model tih akumulacija koji je danas već klasičan. Po tim autorima uzdužni presek lepeza se sastoji, slično kopnenim lepezama, od gornjeg, srednjeg i donjeg dela, a na poprečnom profilu se razlikuju kanali, nasipi i međukanalski prostori.

Gornja lepeza ima približno konkavnu formu. U njoj se nalazi krupna glavna dolina, pravolinijska ili krivudava, a često veoma duboka. Turbiditnim tokovima i drugim oblicima masenog gravitacionog transporta se prenosi dublji klastičan materijal (šljunak i pesak) koji može da formira različite akumulacione oblike znatne debljine. Na stranama kanala se nalaze nasipi, koji se izdižu iznad dna od nekoliko desetina metara do preko 200 m. U njima ima znatno više sitnozrnijih sedimentata nego u kanalu iz koga su u stvari "izgurani". Većinom je reč o glinovitim i peskovitim talozima. Zbog ovih nasipa ceo kanal je izdignut iznad okolne površine lepeze, na kojoj se talože iz suspenzije alevriti i jako sitnozrni peskovi.

Srednja lepeza ima konveksan izgled sa zatalasanom površinom u kojoj se ističu mnogobrojni rukavci. Oni nastaju razgranjavanjem glavnog kanala ali se i oni sami granaju, upliću i meandriraju. Mogu biti aktivni ili napušteni. Oni rukavci koji leže u direktnom produženju glavnog kanala duboki su nekoliko desetina metara a široki i do 1 km. Uz rukavce se nalaze njihovi nasipi, a na krajevima kanala depozicioni lukovi. Grubnozrniji materijal (peskovi, a ređe i u manjoj količini šljunkovi) iz turbiditnih tokova ostaje akumuliran u rukavcima. Na nasipima se nalaze slojevi glina i alevrita. Između kanala se talože alevriti i sitnozrni peskovi sa finom paralelnom i gradacionom slojevitošću. Karakteristična su nagomilanja biljnog detritusa i liskuna. Donja lepeza je najveći deo ove akumulacije. Ima konveksan slabo zatalasan profil bez rukavaca i nasipa. Tu se sreću samo nepostojani plitki rukavčići. Turbiditni tokovi su glavni oblik transporta i to širokim frontom preko lepeze. Preovlađuju distalni, tankoslojeviti fino-zrni turbiditi sa biljnim detritusom i liskunom.

Iz postepenog progradacionog napredovanja ovakve podmorske lepeze preko susednog abisalnog dna proizilazi jedan generalni litostratigrafski stub sa pogrubljivanjem granulometrije naviše. Po Mutti i Ricci Lucchi (1972) u tom stubu se razlikuju tri dela, koji odgovaraju donjem, srednjem i gornjem delu lepeze, odnosno preko pelaških tvorevina abisalnog dna, leže prvo distalni turbiditi donje lepeze, zatim složena asocijacija klasičnih turbidita i drugih sedimentata srednje lepeze i na kraju grubi turbiditi, produkti podvodnog klizanja i dr. gornje lepeze. (Sl. 269.).

Novija proučavanja podmorskih lepeza pokazala su da su razlike između njih prilično velike i da se u mnogima ne nalaze odgovarajući delovi predviđeni teorijskim modelom Mutti i Ricci Lucchi-a (1972). U nekima od njih sedimenti u stubu se ne pogrubljavaju naviše, ili srednji deo (tzv. "superfan") nije posebno istaknut, ili uopšte nije vidljiva podela na donju, srednju i gornju lepezu. To znači da proučavanje ovog fenomena još nije dovedeno do zadovoljavajućeg nivoa pa je i predloženi model privremen i služi samo za pismenu ili usmenu komunikaciju među istraživačima.



Sl. 269 - Predpostavljeni redosled deponata progradacione lepeze. KN - sekvence sa povećanjem zrna i debljine slojeva naviše (krupnije naviše); SN - sekvence sa smanjenjem zrna i debljine slojeva naviše (sitnije naviše). Mutti i Ricci Lucchi, 1972, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

9.5.3.3. Sistem padinski zastor

Drugi sistem u podnožju kontinentalne padine pokriva taj region svuda gde nema podmorskih lepeza. S obzirom na ukupnu dužinu svih kontinentalnih padina ovaj sistem sadrži mnogo više sedimenata nego što se nalazi u relativno retkim podmorskim lepezama. Po nastanku, sedimenti padinskih zastora se dosta razlikuju.

Glavni transport materijala u ovom sistemu se odvija kliženjem, tokovima drobine, tokovima zrna, malim mutnim tokovima i geostrofičnim konturnim strujama. Ovaj poslednji način prenošenja materijala je specifičan i naročito karakterističan jer omogućava nastanak konturita kao posebne litofacije. Konturiti, međutim, nisu razvijeni u svim delovima sistema već samo tamo gde pridnene geostrofične struje prate kontinentalnu padinu u nekom velikom okeanu, kao što je to slučaj uz istočnu padinu Severne Amerike. Ostali delovi padinskih zastora izgrađeni su od različitih kombinacija klizišta, olistrostroma i turbidita. Takav slučaj je poznat sa istočne strane Atlantika bočno od abisalne lepeze reke Niger.

9.5.3.4. Sistem srednjeg (akrecionog) okeanskog grebena

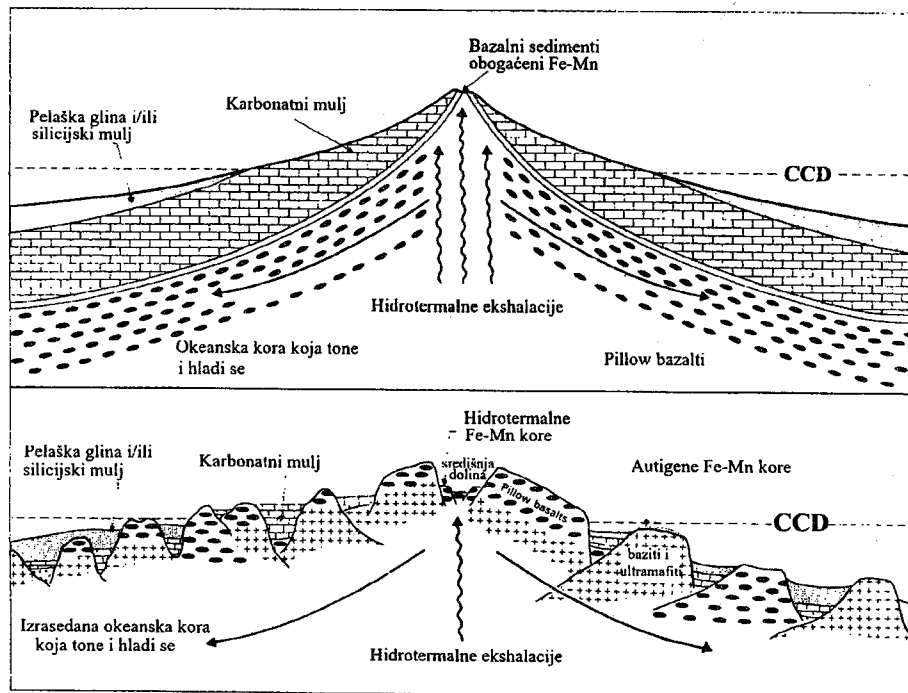
Srednji okeanski grebeni su najmarkantnije strukture okeanskog dna. Široki su nekoliko stotina km, a kresta im se nalazi na dubinama između 2,5 i 4 km, što je veoma značajno za sedimentaciju u ovom sistemu. U njima nastaje nova okeanska kora pa su ti događaji praćeni rasedanjem, seizmičnošću, vulkanizmom, hidrotermalnim pojavama (u specifičnim tzv. "crnim pešćarima") i visokim toplotnim protokom. Postoje dve vrste akrecionih grebena: sa riftovima na kresti i bez njih. Prvi imaju veoma izražen reljef kilometarskih dimenzija obeležen izdignutim i spuštenim blokovima i vulkanima. Uz taj reljef javljaju se mafiti i ultramafiti, često u vidu breča i bazalni peskovi. Na drugim grebenima reljef je blaži i praćen ekstruzivnim pojavama.

Mlađi bazalti na površini su izmenjeni u palagonit, a u pukotinama nastaje i smektit. Na grebenima koji se brzo šire, kao što je istočnopacifički, direktno preko bazaltnih jastučastih (pillow) lava i njihovih izmenjenih delova leži upadljiv i jako specifičan tip tvorevina kakav se ne nalazi više ni u jednom sistemu: bazalni gvoždedito-manganoviti sedimenti. To su tamno smeđe stene sastavljene od gvoždem bogatog smektita, mikronskih optica getita i raznih oksida i hidroksida mangana. Sulfidi i sulfati nastaju obaranjem taloga iz hidrotermalnih izvora "crnih pešćara". Na grebenima koji se sporo šire smeđi metalni deponati mogu da budu zamenjeni gvoždedito-manganskim hidrotermalnim korama.

Hemizam bazalnog gvoždeditog sedimenta u velikoj meri odstupa od srednjeg hemijskog sastava dubokomorskih glina. U prvima se nalazi povećani sadržaj Fe, Mn i pratećih elemenata (Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Cd, U i Hg), kao i As i B, a manje učešće Al, Ti i SiO₂.

Dalje od ose grebena, na njegovim stranama, preko bazalnog metalnog horizonta talože se karbonatni pelaški muljevi jer se taj deo grebena nalazi znatno iznad CCD. Ovi muljevi, na grebenima koji se sporo šire, naročito se intenzivno nagomi-

lavaju resedimentacijom materijala sa uzvišenja u susedna udubljenja. Otuda u novim sedimentima mogu da se nađu pretaloženi ostaci skeleta foraminifera, pteropoda i kokolitoforida razne starosti. Još dalje od ose grebena, već skoro u njegovom podnožju i ispod CCD preko karbonatnih pelaških muljeva se taloži crvena dubokomorska glina.



Sl. 270 - Shema raspodele sedimenata na istočnopacifičkom tipu grebena (gore) sa brzim širenjem, i na atlantskom (dole) sa sporim širenjem. U prvom slučaju jače se razvijaju bazalni sedimenti obogaćeni Fe-Mn uz promene; mineralizovana kora menja svoj sastav sa udaljavanjem od grebena. Bliže grebenu sadrži hidrotermalne, a dalje od njega autigene minerale. Razmera je proizvoljna. Garrison, 1974, Davis & Gorsline-u, 1976, iz Reading-a, 1978.

Kada se dubokomorska sedimentacija na srednjeokeanskom grebenu posmatra dinamički, onda proizilazi da je, bazalni horizont bogat gvožđem i manganom nastao u osnom delu srednjeokeanskog grebena na potpuno novo formiranoj okeanskoj kori. Širenjem grebena ti segmenti dospevaju na njegove bokove, izlaze iz neposrednih vulkanskih i hidrotermalnih uticaja pa se preko njih talože karbonatni pelaški muljevi. Nastavak ovog procesa dovodi navedene sedimente na dubine ispod CCD. Tu se preko njih talože crvene dubokomorske gline. Na taj način nastaje karakteristična sekvenca sedimenata akrecionog grebena i abisalnog dna koja je utvrđena bušenjem u sedimentima po projektu DSPA (Broecker, 1972).

9.5.3.5. Sistem abisalnog dna

U dubokim delovima okeana dno, takođe, nije potpuno ravno već se sastoji od abisalnih ravnica i abisalnih uzvišenja: aseizmičnih grebena, platoa, gajoa i vulkana. Po nekim autorima ova uzvišenja čine poseban sistem (a ovde su uzeta kao jedan od dva podsistema: abisalne ravnice i abisalna uzvišenja). Dno abisalnih ravnica se nalazi ispod CCD pa se tamo taloži crvena okeanska glina i silicijski muljevi (radiolarijski i dijatomejski) često sa feromanganskim konkrecijama. Radiolarijski mulj je najbolje razvijen u ekvatorijalnim delovima Pacifika i Indijskog okeana, a dijatomejski u globalnom pojasu visokih širina i severnom Pacifiku.

Okeanska aseizmična uzvišenja, koja se dižu sa abisalnog dna većinom imaju debela nagomilanja vulkanskih stena. Aseizmični grebeni se tako izdižu oko 1 km iznad okolnog abisalnog dna, a platoi 2 do 3 km. Zbog toga se na njima nalaze karbonatni pelaški muljevi.

Među uzvišenjima posebno zanimljivi su gjoji, kupasta brda sa zaravnjenim temenom vulkanskog porekla. Nastala su na srednjeokeanskom grebenu pa su kasnije, širenjem okeanskog dna, dospela u veće dubine. Karbonatni sedimenti na vrhu gjoja mogu da budu pravi plitkovodni, čak sprudni, i da svedoče o njihovom istaknutom položaju.

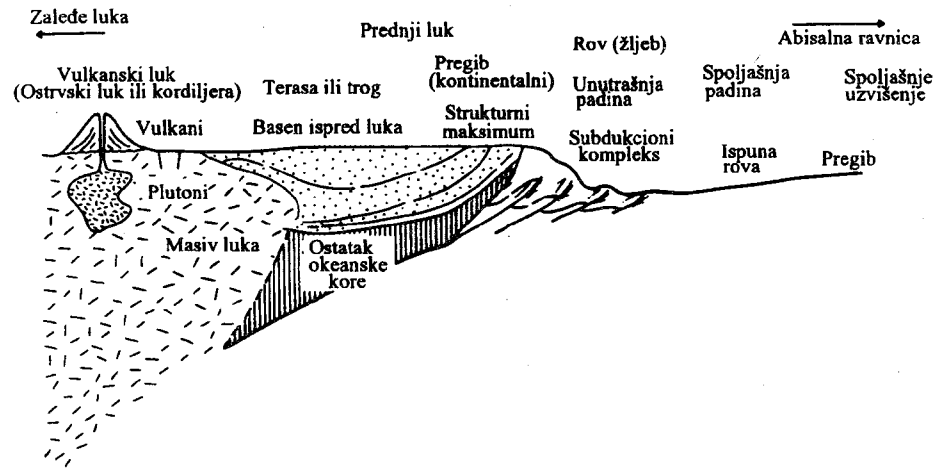
Spuštanje abisalnih uzvišenja obično dovodi do promena u tipu sedimenata. Plitkovodni karbonati bivaju zamenjeni pelaškim. To je praćeno hijatusima, ranom cementacijom karbonata, pojavama tvrdog dna, formiranjem feromanganskih kora i fosfata usled dejstva struja i izmena dubine CCD.

9.5.3.6. Sistem hadalnog troga

Uz aktivne obode kontinentata ili ostrvskih lukova (Sl. 271.) redovno se nalaze dugački i relativno uski trogovi velike dubine (7.000 do 10.000 m). Na njihovom shematizovanom profilu razlikuju se: spoljašnja i unutrašnja strana. Spoljašnju stranu čine abisalo dno nagnuto pod uglovima 2 do 6°, a na unutrašnjoj strani se nalazi akrecioni klin u kome su nagomilani stariji sedimenti usled subdukcije. Ova druga padina troga je mnogo strmija (25 do 35°), ima raščlanjeni reljef u kome značajnu ulogu mogu da imaju viseći baseni. Na okeanskoj strani trog je omeđen spoljašnjim uzvišenjem, a od ostrvskog luka odvojen je terasom ili predlučnom terasom.

Iz pravca otvorenog okeana u hadalni trog ulaze sedimenti karakteristične sekvence akrecionog grebena i abisalnog dna. Na spoljašnjem uzvišenju preko njih talože se pelagiti. Preko spoljašnje strane, zatim preko zaravnjenog troga i u podnožju unutrašnje padine formiraju se klastiti sa osobinama podmorskih lepeza (turbiditni peskovi i alevriti), tokovi drobine, klizišta i odroni. Proksimalni delovi ovih facija većinom se nalaze uz unutrašnju padinu troga jer sa te strane pretežno i vode poreklo. Na taj način nastaje sekvenca hadalnog troga sa pogrubljavanjem nagore: preko donjeg pelaškog intervala leže prvo distalne, a zatim proksimalne facije podmorskih lepeza. Debljina tih sedimenata većinom iznosi nekoliko stotina metara

ali može da dostigne i 1 do 2 km. Zanimljiva je činjenica da u nekim hadalnim trogovima nema mladih sedimenata. Smatra se da do toga dolazi zato što se na njihovoj unutrašnjoj strani nalaze veći viseći baseni koji zadržavaju klastite.



Sl. 271 - Generalizovana morfologija regiona ispred ostrvskog luka.
Dickinson i Seely, 1979, iz Leeder-a, 1982.

Posebno je interesantan sadržaj predlučnog basena. Tu su razvijene debele serije nezrelog vulkanogenog ili terigenog klastičnog materijala, koji vodi poreklo sa vulkanskog luka u zaleđu ili sa susednog planinskog venca. Ove tvorevine su rasporedene tako da preko okeanske kore leže pelagiti, a zatim piroklastiti i montmorioniti. Piroklastiti na strani vulkanskog luka se smenjuju sa lavama, lahorima i tokovima piroklastita, a prema obodu hadalnog troga formiraju podmorske lepeze, koje mogu da imaju i turbiditne sekvence.

9.5.3.7. Sistem malih okeanskih basena

U male okeanske basene spada niz njihovih oblika različitih po starosti, genezi i sedimentaciji. U zajednički sistem stavljeni su samo zbog toga što se svi ti baseni po dimenzijama razlikuju od pravih velikih okeana. Neki od njih imaju srednjookeanski greben i rift (Crveno more), drugi su marginalna mora iza ostrvskih lukova (zalučeni baseni severnih delova zapadnog Pacifika), treći predstavljaju složena mora opkoljena kopnom (Mediterranski basen) ponekad sa jako ograničenom vezom sa svetskim okeanom (Crno more). U ovim basenima se nalazi promenljiv odnos pelaških i terigenih taloga. Ovi poslednji obično potiču iz većih reka.

U Sredozemnom i Crvenom moru talože se krečnjački muljevi ali je organska produkcija niska zbog slabe cirkulacije. Kvartarni slojevi u Mediteranu imaju više crnih sapropelskih slojeva, debelih do nekoliko cm, koji su nastali u vreme kada je to more bilo izolovano i stratifikovano zbog glacioeustatičkih promena nivoa svetskog mora.

Kalifornijski zaliv, sa svojom visokom produktivnošću, i zalučeni baseni severnog Pacifika imaju dobro razvijene dijatomejske muljeve.

Crnomorski basen ima jak terigeni siliciklastični priliv materijala iz nekoliko velikih reka, osladen gornji deo vodenog stuba i postojanu raslojenost. Granica dva vodena sloja je na dubini od 210 m. Ispod te dubine voda je bogata sa H_2S pa se tamo talože dubokovodni sivi mulj, prelazni sivi i karbonatni mulj i karbonatni mulj sa proslojcima sitnozrnih peskova iz distalnih turbidita. U svim tim tvorevinama ima dosta organskih materija, koje su očuvane u redukcionim uslovima u sedimentima zbog zastoja u raspadanju organske materije. To je sapropel. Proces dubokovodnog taloženja u Crnom moru poznat je pod nazivom euksinska sedimentacija.

9.5.4. Nekadašnji dubokomorski sistemi

9.5.4.1. Kriterijumi za raspoznavanje nekadašnjih dubokomorskih sistema

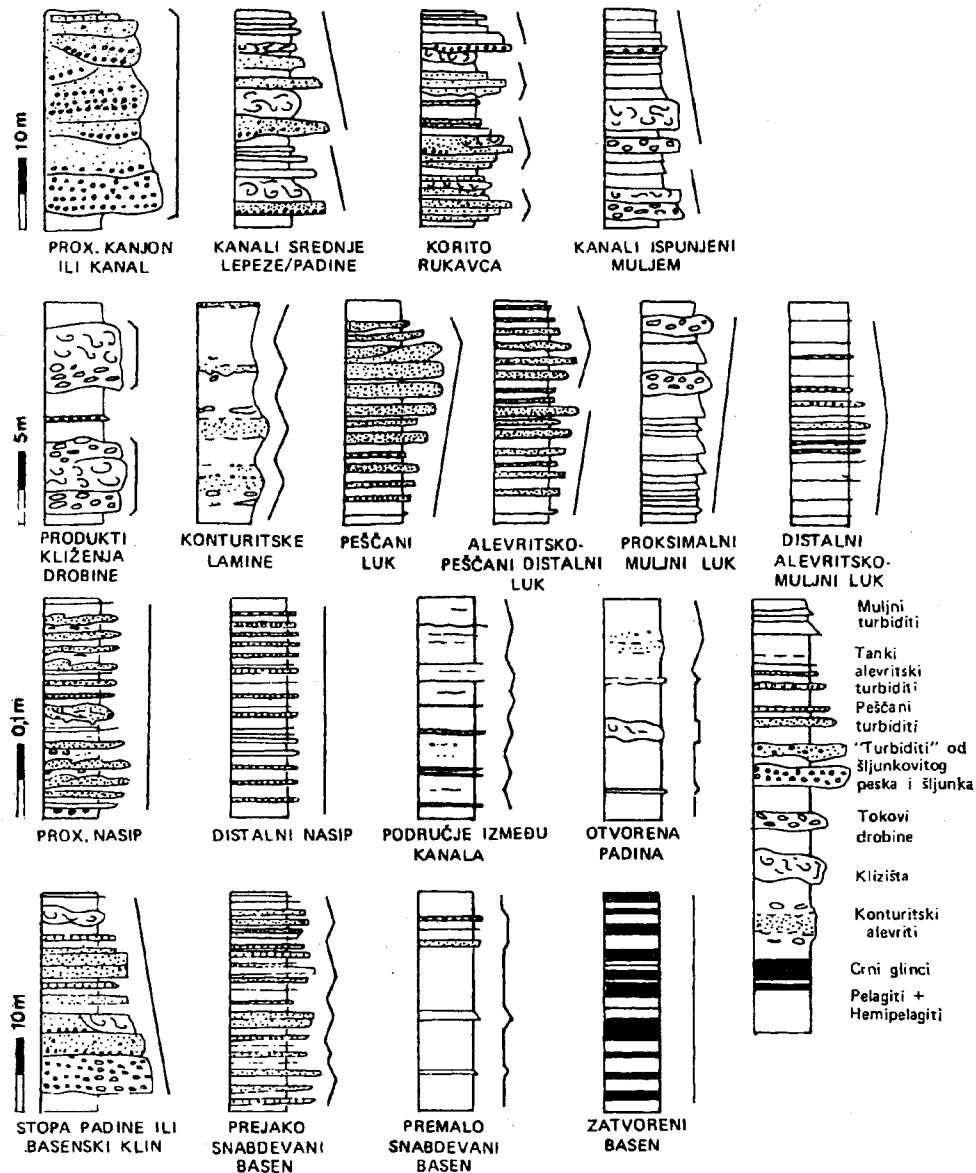
Do sedamdesetih godina jedan od najtežih zadataka sedimentologije bio je dokazivanje da je neki sediment nastao u dubokomorskim sredinama. Zahvaljujući sistematskim bušenjima okeanskog dna u okviru više međunarodnih projekata i sintetizovanju prikupljenih podataka, danas imamo o tome pouzdanija znanja i dosta jasne kriterijume. Ovaj posao još nije okončan ali je napredak u interpretaciji ovih tvorevina dosta upadljiv.

Za sve nekadašnje dubokomorske sedimente važi samo nekoliko zajedničkih osobina. Oni imaju značajno primarno rasprostranjenje čak i ako su usled prekrivenosti, kasnijeg nabiranja, rasedanja i erozije otkriveni diskontinuirano. Drugo, oni ili ne sadrže nikakve fosile ili imaju samo ostatke organizama pelaškog i nektonskog porekla, a u sedimentima podmorskih lepeza može da bude i pretaloženih skeletnih ostataka. Od fosilnih tragova ima oblika samo iz Nereites ihnofacije. Treće, dubokovodni sedimenti sadrže manju ili veću koncentraciju feromanganskih konkrecija. Svi ostali kriterijumi za razlikovanje važe posebno za dve glavne grupe sedimentnih sistema sa kontinentalne padine i njenog podnožja i sa abisalnog dna.

Sedimenti kontinentalne padine i njenog podnožja imaju formu klina ili debelog sočiva, sadrže najraznovrsnije klastite (i blokove deka-kilometrskih dimenzija) i pelaške karbonate i silikate (rožnace, dijatomite). U dubokomorskim lepezama imaju generalne sekvence sa pogrubljanjem nagore, a u turbiditima širok spektar sedimentnih tekstura (mehanogenih i biogenih) raspoređenih u Bouminim sekvencama i asocijaciju turbidita, gravitacionih oblika, konturita i pelagita.

Sedimenti abisalnog dna imaju najveće rasprostranjenje od svih sistema, tabularni ili pokrovni izgled, jako fino-zrne sedimente u obliku nekoliko tipova glina i pelagita, jako finu horizontalnu laminaciju, i uvek leže preko bazalnog feromanganskog horizonta, jastučastih lava nekadašnjeg okeanskog dna i ofiolita. U rekonstrukcijama nekadašnjih sredina geolozi se naročito oslanjaju na ovu poslednju činjenicu. U za-

visnosti od istorije basena tvorevine abisalnog dna mogu u svom stubu da sadrže sve ili samo neke litofacije (Sl. 272.): hemipelagite bez karbonatnih ljuštura, pelagite sa karbonatnim i silicijskim ljušturama i melanž. Sem toga ti sedimenti mogu da budu i metamorfisani u različitom stepenu kada od njih nastaju karakteristični sjajni škrljci.



Sl. 272 - Tipske sekvence facija različitih sredina. Stow, 1984, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

Kod rešavanja pitanja sedimentnih sredina u geološkoj prošlosti mora se uvek imati u vidu i činjenica da hemijski sastav morske vode nije uvek bio isti niti ovakav kakvog danas mi poznajemo. To naročito važi za kriptozoik.

9.5.4.2. Primeri nekadašnjih dubokovodnih sistema

Dubokomorske tvorevine raznih odeljaka proterozoika i fanerozoika nalaze se na svim kontinentima i predstavljene su različitim sistemima. Pored klasičnih primera sa Bornea (Molengraaf, 1909-10) i Barbadosa (Brown i Harrison, 1892) poznatih u literaturi već celo stoleće, poslednje dve decenije otkriveni su mnogi novi.

9.5.4.3. Otvorena kontinentalna padina

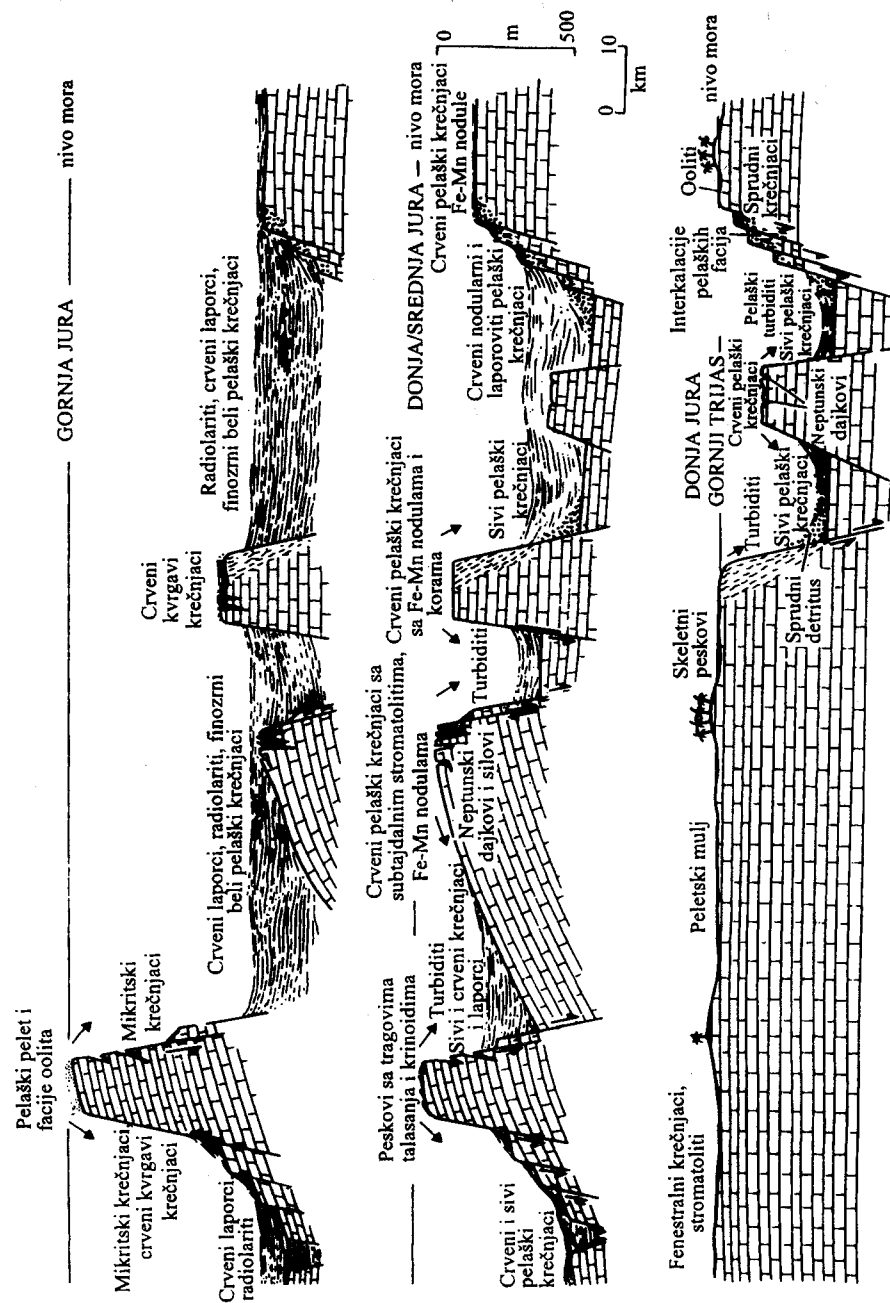
Danas se smatra da ovom sistemu iz geološke istorije pripadaju crni graptolitski argilošisti, nečisti krečnjaci i rožnaci (liditi) iz kambrijuma, ordovicijuma i silura Kaledonida i Apalača. To su uskriljene crne, glinene i alevrolitske stene, fino lamirane ili sa bioturbacijom sa čistom pelaškom graptolitskom faunom ili tom faunom pomešanom sa hemipelaškim elementima. Ovo mišljenje je prevladalo zbog toga što se u ovim stenama javlja fauna iz pelagijala, rožnaci i posebno zbog visokog sadržaja organske materije koje su upravo karakteristične za ovaj sistem.

Drugi značajan primer poznat je iz trijasa i jure celog Mediterana. Reč je o stratigrafski kondenzovanim crvenim i sivim grudvastim krečnjacima, poznatim pod nazivom halštatski krečnjaci u trijasu Alpa i crveni amonit u juri, i pratećim pločastim mikritima sa slojevima i konkrecijama rožnaca (radiolarita). Ove stene sadrže lokalno velika nagomilanja amonita u vidu unutrašnjih jezgara i polujezgara i dobro sačuvane njihove aptihuse. U našim terenima ove tvorevine su dobro proučene na Grebenu kod Donjeg Milanovaca i zapadnije (Vasić, 1992) i na Staroj planini. Uz jurske često dolaze beli kalpionelski mikriti (bionkone ili majolika) posebno bogati nanofosilima i sa kvrgama rožnaca. Na Siciliji u jurskim pelagitima se nalaze feromanganske konkrecije. Stanje i odnose sedimentacionih sredina u trijasu i juri Mediterana shematski su prikazali Bernoulli i Jenkyns (1974) (Sl. 273.).

U proterozoiku u ovom sistemu po McIlreath i James-u (1981), nastale su trakaste rude gvožđa (džespiliti u kojima se smenjuju lamine oksida gvožđa i kvarciti nastali od nekadašnjih rožnaca) i trakasti krečnjaci čije formiranje se nastavilo i kroz fanerozoik.

9.5.4.4. Podmorske lepeze

Glavni primeri iz sistema podmorskih lepeza su različiti fliševi iz gotovo svih odeljaka fanerozojske istorije. Zahvaljujući novim metodama proučavanja turbidita (Bouma, 1962) i drugih facija gravitacionog porekla, fliševi su danas dobro proučeni. Mnogi primeri poznati su i iz naše zemlje (M. i M. Dimitrijević, edits. 1987).



Sl. 273 - Peljaški sedimenti u juri Alpa. Shematski profili koji pokazuju različite depozicione sredine i facije jure koje leže preko potopljene i raskomadane trijaske karbonatne platforme. Bernoulli i Jenkyns, 1974, iz Reading-a, 1978.

Donjokredni sinajski slojevi i kvazisinajski slojevi u SI Srbiji imaju elemente jedne dobro razvijene lepeze. Oni leže preko sjajnih škrljaca Kašajine reke i zajedno s njima su prvi navučeni preko drugih. Kvazisinajski slojevi, sastavljeni od smene paketa sivih mikrita s radiolarijama i rožnaca, i turbiditnih sekvenci tipa T_{bc} i T_{ode} predstavljaju najdonji deo lepeze i njen prelaz u pelagite. Sinajski slojevi iz podzone Kosovice sa sekvencama tipa T_{abc} , T_b i T_{bc} pripadli su donjem i srednjem delu lepeze. Isti ti slojevi iz istočnomiročke zone sa mnogobrojnim olistostromama i sekvencama T_{ab} i T_{abc} reprezentuju gornju lepezu (Grubić, 1973, 1990; Grubić i Ercegovac, 1987).

Lep primer gornje lepeze sa mnogo detalja opisali su Maslarević i Krstić (1994) iz dela devonske inovske formacije sa Stare planine. U proučenom geološkom stubu se smenjuju paketi tankosojevitih metaklastita, metakonglomerata i olistostroma sa klastima i olistolitima velikim do više desetina metara.

9.5.4.5. Srednjookeanski akrecioni grebeni

Dobar primer donjokrednog srednjookeanskog grebena otkriven je u Liguriskim Apeninima. Tamo preko doleritskih jastučastih lava prvo leže: nepostojana sočiva (1) konglomerata sa valucima spilita, gabrova, serpentinita i radiolarita, (2) masivana i trakasta rudna tela mangana. Zatim, se nalazi horizont zelenih, braon i crvenih rožnaca (debljine 0 do 350 m). Ovi poslednji su sastavljeni od tankih slojeva sa listastim interkalacijama argilita ili debelim slojevima silicioznih madstona. Sa postepenim prelazom, preko rožnaca, leže beli tanko uslojeni mikriti sa kalpionelama (0 do 230 m). Oni imaju sive, laporovite i tufozne proslojke i kvрге plavo-crnih rožnaca. Sledeća jedinica predstavljena je serijom tamnosivih argilita, laporaca i silicioznih krečnjaka sa radiolarijama i retkim foraminiferima. Značajno je da sva tri pomenuta sedimentna člana mogu da leže direktno preko jastučastih lava. Narocito karakteristično je prisustvo stena koje su nazvane "ofikalciti". To je sistem žica u serpentinitima i gabrovima ispunjenih belim fibrozim i spari kalcitom, talkom i crvenim i zelenim karbonatnim sedimentima. Sve ove tvorevine, njihov redosled i odnosi ukazuju na to da su nastali u uslovima srednjookeanskog grebena na kome je bilo intenzivnog rasedanja i prirazlomne redepozicije materijala koji svedoče o grebenu sa sporim širenjem, kao što je slučaj sa atlanskim.

9.5.4.6. Abisalno dno

Klasičan primer sedimenta abisalno ravnice su gornjokredne dubokomorske crvene gline sa Timora. One su tako interpretirane od strane Molengraaf-a (1915) kada je to bilo još redak slučaj među istraživačima. Reč je o žutim, crvenim i smeđim glinama sa feromanganskim konkrecijama, zubima ajkula i kostima od riba. U glini se nalazi mnogo loše očuvanih ljušturica radiolarija, zatim komada serpentinita, a sama glina je predstavljena mešavinom ilita, hlorita, i montmorionita. Zanimljivo je da se kredna glina u vidu olistolitskog bloka nalazi u miocenskim sedimentima.

Iz naših krajeva najviše sličnosti sa tvorevinama abisalno dna imaju slojevi Kašajine reke (u SI Srbiji). To su smeđi alevroliti sa feromanganskim konkrecijama i

crvenim i zelenkastim silicioznim glincima sa radularijama. Sadrže retke aptihuse i spektar neokomskih paleopalinoških oblika. U donjem delu oni imaju tela dijabaza, njihovih tufova i škrljave serpentinite.

Kao primer karbonatne pelaške sedimentacije na okeanskom dnu dobro služi gornjokredni pokrov poznatog ofiolitskog kompleksa Trodosa na Kipru. Preko jas-tučastih lava tamo prvo leže lokalno razvijeni mrki madstoni bogati Fe, Mn i drugim metalima i radiolaristi rožnaci. Potom sledi postojan horizont ilitsko-montmorionitskih glina. Preko ovih beskarbonatnih tvorevina koje su nastale na srednjookeanskom grebenu i abisalnoj ravnici, leže beli fino uslojeni laporci (0 do 40 m) pa mikritski, slabo vezani, krečnjaci sa rožnacima (0 do 250 m) i masivni mikritski krečnjaci (0 do 200 m). Mikritski krečnjaci su sastavljeni od nanofosila i foraminifera što svedoči da su nastali iznad CCD u gornjoj kredi.

9.5.4.7. Sjajni škrljci

U sedimentološkoj literaturi još nije dovoljno razrađena problematika sjajnih škrljaca, verovatno zbog toga što na njihove osobine jak uticaj imaju i dijagenetske i metamorfne promene. Ako se to otkloni onda se može konstatovati da te stene primarno nesumnjivo pripadaju dubokomorskim sedimentima.

Pod nazivom sjajni škrljci podrazumevaju se dobro individualisane obično veoma debele sedimentne tvorevine koje su, po pravilu, izuzetno siromašne fosilima. To se naročito odnosi na karbonatne ostatke od organizama. Među njima preovlađuju glinovite, silicijske i karbonatne stene sa mnogim prelaznim tipovima. Poređeno ima radiolarita i grubih klastita. Ove stene mogu metamorfnim promenama da budu prevedene do mermerisanih krečnjaka, mermera, cipolina i drugih vrsta škrljaca.

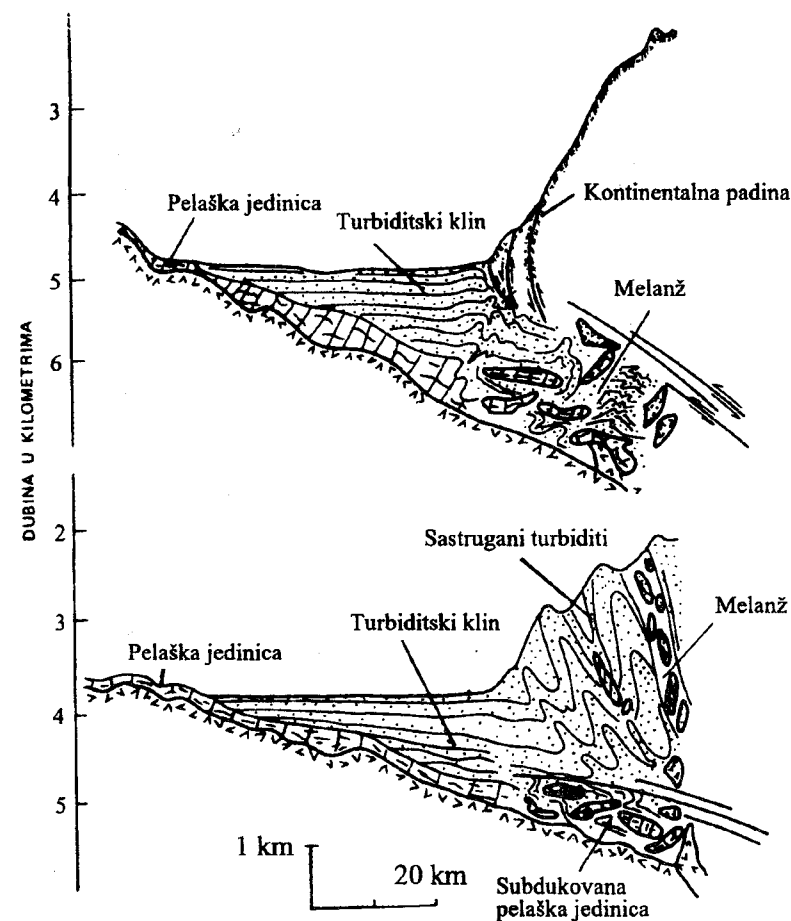
Ističući da su ovi sjajni škrljci nastali na dubokom okeanskom dnu ispod CCD, Isler i Pantić (1980) su konstatovali da se danas jasno razlikuju četiri tipa sjajnih škrljaca. Oni su nastali na (1) semikontinentalnoj kori (kavkaski tip), (2) semiokceanskoj kori (valis tip), (3) okeanskoj kori (piemontski tip) i (4) na pragovima u okeanu. Ovi kriterijumi su veoma važni jer se po njima razaznaje da je kavkaski tip sjajnih škrljaca verovatno nastao na kontinentalnoj padini, valiski u kontinentalnom podnožju, a poslednja dva na abisalnom dnu.

Karbonski sjajni škrljci vardarske zone, poznati pod nazivom veleški slojevi predstavljaju nekadašnje sedimente abisalnog dna (pijemontski tip) a trijaski sjajni škrljci, koji na Kopaoniku leže preko prvih, verovatno su nastali u kontinentalnom podnožju (valis tip).

9.5.4.8. Hadalni trog

Pored pelagita i podmorskih lepeza, smatra se da je najtipičnija tvorevina iz hadalnog troga formacija koja se naziva "melanž" (od francuskog melange - mešavina) ali nosi i druga imena: olistrostromski melanž i ofiolitski melanž (Sl. 274.). O

genezi tih tvorevina mišljenja su još uvek podeljena. Preovladavaju shvatanja koja imaju u vidu da ovaj melanž u alevrolitsko-glinovitom matriksu nosi haotično razmeštene raznovrsne stene pretežno olistrostromskog porekla, zatim blokove različitih dimenzija tektonski ugurane i umetnute za vreme subdukcije i primarno izlivenne i intrudovane mafitske stene.



Sl. 274 - Hipotetički modeli stvaranja melanža u pacifičkom trogu. Gore: subdukcija celokupne sukcesije troga uz stvaranje melanža zajedno sa fragmentima okeanske i kontinentalne kore. Dole: selektivno sastrugavanje terigenih tvorevina i subdukcija pelaških slojeva. Scholl i Marlow, 1974, iz M. i M. Dimitrijević, 1989.

Veoma poznat primer iz literature je gornjojurski do kredni franciskanski melanž iz primorskih reiona Kalifornije. U njegovom matriksu, sastavljenom od grauvaka i alevrolita nalaze se: mafitske vulkanske stene, rožnaci i malo krečnjaka. Tela vulkanita i rožnaca su metarskih i kilometarskih dimezija. Najveća tabularna

masa rožnaca je dugačka 100 km, a široka nekoliko km. Većina vulkanita je dosta izmenjena i predstavljena jastučastim lavama, brečama i tufovima. Sav taj materijal je još primarno haotično smešten u matriksu ali je on u velikoj meri i dodatno tektonski izmešan naknadno, traspozicijom i po zonama manjih ili većih smicanja. Mestimično stene nose tragove metamorfnih promena do kojih je došlo u uslovima različitih temperatura i pritisaka.

Iz naših terena u ovu vrstu tvorevina spada jurska dijabaz rožnačka formacija. Ona ima veoma složen i heterogen sastav. U alevritskom i peščarskom matriksu nalaze se haotično raspoređena tela različitih katkada i kilometarskih dimenzija. To su sočiva, blokovi, i fragmenti ali i čitavi klizni listovi trijaskih i jurskih plitkovodnih i dubokovodnih krečnjaka, crvenih i zelenkastih tanko uslojenih radiolaritskih rožnaca sa finim proslojcima silicioznih glinaca. Zelenkaste grauvake ili izgrađuju ceo matriks formacije ili se nalaze u vidu manjih ili većih fragmenata uvaljanih u okolnim škrljivim alevrolitima. Od magmatskih stena konstatovani su dijabazi (često u vidu jastučastih lava), gabrovi, kumulatni ultramafiti i peridotiti. Kao elementi ofiolitskog kompleksa ove stene retko kada se javljaju kao jedinstvena celina u primarnim međusobnim odnosima. Većinom oni leže u formaciji u vidu poizdvajanih olistolitskih blokova ili većih tela. Za druge je, međutim, pouzdano utvrđeno da su utisnuti dijabirski (škrljava i blokovita serpentinitna sočiva i mase), ili tektonski (zagrejjane ultramafitske mase), ili su izliveni u vidu slivova (spiliti) i pomešane sa sedimentima (spiloziti i desmoziti). U formaciji ima i metamorfita. Veoma je karakteristično, međutim, što se u ovoj formaciji nalaze feromanganske konkrecije i čitava mala ležišta mangana (Antonijević, 1995). Karamata (1988) ističe da se u izmešanoj paragenezi ove formacije nalaze stene različitog porekla: sedimenti sa kontinentalnog praga, kontinentalne padine i sa okeanskog dna; magmatske iz ofiolitskog kompleksa (iz okeanske kore i gornjeg omotača), izliveni i utisnuti bazalti i mobilne mase iz gornjeg omotača; i metamorfne (nastale pod raznim uslovima pritisaka i temperatura). Na osnovu toga ovaj autor s pravom zaključuje da je dijabaz-rožnačka formacija poligenetska tvorevina.

9.6. LITERATURA

- Abbate, E., Bortolotti, V. & Passerini, P. 1970: Olistostromes and olistoliths. *Sed. Geol.* 4, 521-557.
- Alexanderson, T. 1972: Mediterranean beachrock cementation. In: *The Mediterranean sea*. D. J. Stanley, (ed.) Strausburg, Dowden, Hutchinson & Ross, 203-223.
- Allen, J. R. L. 1962: Petrology, origin and deposition of the highest lower Old red sandstone of Shropshire, England. *Jour. Sed. Petrol.*, 32, 657-697.
- Allen, J. R. L. 1974: Sedimentation of the old red sandstone (Siluro-Devonian) in the Clee hills area, Shropshire, England. *Sed. Geol.*, 12, 73-167.

- Andelković, M. 1966: Amoniti iz slojeva sa *Aspidoceras acanticum* Stare Planine (Istočna Srbija). *Paleon. Jugosl.* 6, Zagreb.
- Antonijević, I. 1995: Geologija manganskih ležišta Srbije. Posebna izdanja Geozavoda, 21, Beograd.
- Barell, J. 1913: The Upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline. part 1. The delta and its relations to the interior sea. *Amer. Jour. Sci.*, 36, 429-472.
- Bates, C. C. 1953: Rational theory of delta formation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 37, 2119-2162.
- Berger, W. H. 1974: Deep sea sedimentation. In: *The geology of continental margins*. C. A. Burk & C. L. Drake (eds.) Springer Verlag, New York, 213-241.
- Bernard, H. A., Leblanc, R. J. & Major, C. F. 1962: Recent and Pleistocene geology of southeast Texas. *Geol. of Gulf coast and central Texas and Guidebook of Excurs.*, Houston Geol. soc. 1-225.
- Bernouli, D. & Jenkyns, H. C. 1974: Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relationship to the early evolution of the Tethys. In: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. R. H. Dott & R. H. Shaver (eds.) *Spec. publ. Soc. Econ. Palent. Miner.*, 19, 129-160.
- Berthois, L. 1958: La formation des estuaires et des deltas. *Compte rend., Acad. Sc.*, 247, 13, 947-950, Paris.
- Bjørlykke, K. O. 1984: *Sedimentology and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlin.
- Bouma, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier publ., Amsterdam, 1-168.
- Bouma, A. H. 1978: Bouma sequences. In: *The Encyclopedia of Sedimentology*. R.W. Faibridge & J. Bourgeois (eds.), Strousburg, 78-81.
- Broecker, W. C. 1972: *Chemical Oceanography*. Harcourt, Brace Jovanović, New York.
- Brown, A. J. & Harrison, J. B. 1891/92: The geology of Barbados. *Quart. Jour.*, 47 and 48, London.
- Bruns, E. P. 1939: Osnovnye čerti stroenija i uslovii obrazovanija peščano-glinistoj (ugljenosnoj) tolšči Leningradskoj oblasti. *Sbor. Lening. upravlj.*, 39, 5-32. Leningrad.
- Bull, W. E. 1972: Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: *Recognition of Ancient Sedimentary environments*. J. K. Ragby & W. K. Hamblin (eds.), *Soc. Econ. Paleon., Mineral., Spec. publ.* 16, 63-83.

- Cant, D. J. 1978: Development of a facies model for sandy braided river sedimentation. In: *Canad. Soc. Petrol. Geol. Memoires*, A. D. Miall (ed.) *Fluvial Sedimentology*, 5, 627-639.
- Coleman, J. M. & Wright, L. D. 1975: Modern river deltas. In: *Deltas models for explorations*. M. L. Broussard (eds.), Houston, Geol. Soc., 99-149.
- Collinson, J. D. 1978: Alluvial sediments. In: *Sedimentary environments and facies*. H. G. Reader (ed.), Blackwell, 15-60.
- Collinson, J. D. & Banks, N. L. 1975: The Haslengden flags (Namurian G1) of south-east Lancashire bar finger sands in the Pennine basin. *Proceed. Yorkshire Geol. Soc.*, 14, 431-458.
- Cotter, E. 1978: The evolution of fluvial style with special reference to the central Appalachians. In: *Fluvial Sedimentology*. A.D. Miall (ed.) *Canad. Soc. Petrol. geol. Memoires*, 5, 361-384.
- Cumings, E. R. 1932: Reefs or bioherms. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 43, 331-352.
- Cvijić, J. 1924: *Geomorfologija*. Drž. štamp., Beograd.
- Darwin, C. R. 1842: The structure and distribution of coral reefs. Smith, Elder & Com., London.
- Davies, D. K., Ethridge, F. G. & Berg, R. R. 1971: Recognition of barrier environments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 55, 550-565.
- Davis, R. A. Ju. 1983: *Depositional systems*. Prentice Hall INC., New Jersey.
- Dean, W. E., Stow, D. A. W., Barron, E. & Schallreuter, R. 1984: A revised sediment classification for siliceous-biogenic, calcareous-biogenic and non-biogenic compounds. *Int. Reports DSDP/75*, US Gov. Print Office, Washington.
- Dickinson, K. A. 1971: Grain size distribution and the deposition history of northern Padre Island. Texas. *Profess. Paper US Geol. Survey*, 750, C, c1-c6.
- Dickinson, W. R. & Seely, D. R. 1979: Structure and stratigraphy of fore-arc regions. *Bull. AAPG*, 63, 2-31.
- Dimitrijević, M. N. i Dimitrijević, M. D. (eds.), 1987: Turbiditic basins of Serbia. *Monographs. Serbian Acad. Sc. and Arts*, Pos. izd., 576, 61, 304 p. Beograd.
- Dimitrijević, M. N. i Dimitrijević, M. D. 1989: *Depozicioni sistemi klastita*. 458 p., Zagreb.
- Đurđević, J. 1992: Sedimentološke karakteristike neogenih jezerskih basena, na primeru pranjanskog basena. *Magist. teza, RGF*, 194p., Beograd.
- Embry, A. F. & Klovan, J. E. 1971: A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Teritpries. *Bull. Cand. Petrol. Geol.*, 19, 730-781.

- Fairbridge, R. W. & Bourgeois, J. (eds.), 1978: *The Encyclopedia of Sedimentology. Encicl. of Earth Sc.* 6, Dowden and Hutchinson, Strousburg.
- Fisk, H. N. 1944: Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi river. *Comm.*, Vicksburg, 1-82.
- Fisk, H. N., McFarlan, E. Jr., Kolb, C. R. & Wilbert, L. J.Jr. 1954: Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. *Jour. Sed. Petrol.* 24, 76-99.
- Flores, G. 1955: Diskusija. In: *Les resultats des etudes pour la recherche petrolifere en Sicilie*. E. Beneo (ed.) *World Petrol. Congr. 4th*, Rome, *Proced. sect.1*, 121-122.
- Flügel, E. 1982: *Microfacies analysis of limestones*. Springer Verlag, Berlin, 633p.
- Friedman, G. M. & Johnson, K. G. 1966: The Devonian Catskill deltaic complex of New York. In: *Deltas in their geol. framework*. M. L. Shirley (ed.) *Houston Geol. Soc. Houston* 171-188.
- Galloway, W. E. 1975: Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. In: *Deltas, models for Exploration*. M. L. Broussard (ed.) *Houston Geol. Soc.* 87-98.
- Gerasimov, I. P. 1961: Pogrebnyye počvy i ih paleogeografičeskoe značenie. *Mater. Soveščanija po izučeniju četvrtič. perioda*. *Akad. Nauk SSSR*, 50, Moskva.
- Gilbert, G. K. 1885: The topographic features of lake shores. *USGS Ann. Reports*, 5, 75-123.
- Ginsburg, R. N. 1975: *Tidal deposits*. Springer Verlag, Berlin, 428p.
- Giresse, P. & Odin, G. S. 1973: nature mineralogique et origine des glauconites du plateau continental du Gabon et du Congo. *Sedimentology*, 120, 457-488.
- Greer, S. A. 1975: Sandbody geometry and sedimentary facies at the estuary-marine transition zone., Osabaw Sound, Georgia. *Senkenberg, Mar.*, 7, 105-135.
- Gressly, A. 1838: *Observations géologiques sur le Jura Solenois*. *Neue Denkschr. Allgeman. Schweizer. gesel. Naturw.*, 12, 1-112.
- Grubić, A. 1973: Sinajski slojevi i njihov bočni prelaz u pelaške tvorevine severoistočne Srbije. *Geol. anali Balk. pol.*, 38, 143-152, Beograd.
- Grubić, A. 1987: The Sinaia beds. In: *Turbiditic basins*. M. N. Dimitrijević and M. D. Dimitrijević (Eds.) *Monographs*, 576, Ser. Acad. of Sc. and Art, 61, 261-269, Beograd.
- Grubić, A. i Obradović, J. 1975: *Sedimentologija*. *Grad. knj.*, 331p. Beograd.
- Horowitz, D. H. 1966: Evidence for deltaic origin of an upper Ordovician sequence in the central Appalachian. In: *Deltas in their geol. framework*. M. L. Shirley (edit). *Houston Geol. Soc.*, Houston, 159-169.

- Hosino, M. 1989: Morskaja geologija. Nedra, Moskva, 432p.
- Hubert, J. F. 1972: Sedimentology of Upper Cretaceous Cody-Parkman delta, southwestern Powder River Basin, Wyoming. *Bull. Amer. Geol. Soc.*, 83, 1649-1670.
- Illing, L. V. 1954: Bahamian calcareous sands. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 38, 1-95.
- Irwin, M. L. 1965: General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 49, 445-459.
- Isler, A. & Pantić, N. 1980: Schists-lustres- Ablagerungen der Tethys. *Eclogae geol. Helvetic*, Basel, 73, 3, 799-822.
- James, N. P. 1981: Reefs. In: *Facies Models*. R. G. Walker (ed.) Geosc. Canada, Hamilton. Reprint series, 1, 121-132.
- Jenkyns, H. C. 1986: Pelagic environments and facies. 343-397. Blackwell.
- Johnson, H. D. 1978: Shallow siliciclastic seas. In: *Sedimentary environments and facies*. H. G. Reading (ed.), Blackwell, 207-258.
- Jovanović, D. 1992: Sedimentološke karakteristike i rekonstrukcija depozicionih sredina paleozojskih tvorevina u zapadnom delu Jadarske oblasti. *Dokt. disertacija*, RGF, Beograd, 212p.
- Jovanović, R. 1995: Kontinentalni donjotrijaski crveni slojevi zapadne Srbije. *Dokt. disertacija*, RGF, Beograd, 212p.
- Karamata, S. 1988: Ofiolitske zone Jugoslavije. *Glas SAN*, 353, Odel. prir.-mat. nauka, 52, 93-110, Beograd.
- Klein, G. de V. 1972: Determination of paleotidal range in clastic sedimentary rocks. *Inter. Geol. Congress, 24th, Montreal, Compte rendus, Sec.6*, 397-405.
- Klein, G. de V. 1985: Iz M. N. Dimitrijević i M. D. Dimitrijević, 1989, str. 246.
- Kuenen, Ph. H. 1958: Problems concerning source and transportation of flysch sediments. *Geol. Minj.*, 20, 320-339.
- Kukal, J. 1961: Survey of Czechoslovak Quaternary. *Prace Inst. geol.* 34, Warszawa.
- Kukal, Z. 1971: *Geology of recent sediments.*, Acad. press, London, 49p.
- Lamakin, V. V. 1948: Dinamičeskie fazy rečnyh dolin i aluvialnih otloženij. *Zemljevedenie*, 2, Moskva.
- Laskarev, V. 1922: Sur le loess des environs de Belgrad. *Geol. An. Balk. pol.* 7, 1, 13, Beograd.
- Laskarev, V. 1951: O stratigrafiji kvartarnih naslaga Vojvodine. *Ibid.* 19, 1-18, Beograd.

- Leeder, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product*. George Allen & Unwin. London.
- Lees, A. & Butler, A. T. 1972: Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediment contrasted. *Marine Geology*, 13, 1767-1773.
- Leopold, L. B. & Wolman, M. G. 1957: River channel patterns. *US Geol. survey, Prof. papers*, 282-B.
- Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, 72, 68-83.
- Ložek, V. 1966: Ljossy i ljossovidnye porody Čehoslovakii. *Sovremenny i četvertič. kont. litogenez*, 72-82, Nauka, Moskva. Marković-Marjanović, J., 1950: Prilog za geološku građu Titela. *Zbornik radova SANU*, 3, *Geol. inst.* 1, 91-121, Beograd.
- Marković-Marjanović, J. 1966: Loss in Jugoslaven. *INQUA, Subkomm. fur Loss Stratigrafie in Beograd*, Beograd.
- Maslarević, Lj. i Krstić, B. 1994: Paleozojski gravitacioni tokovi kontinentalne padine na Staroj Planini (Istočna Srbija). *Radovi Geoinstituta*, 29, 55-72, Beograd.
- Matthews, R. K. & Frolich, C. 1987: Forward modelling of bank-margin carbonate diagenesis. *Geology*, 15, 673-676.
- Maxwell, W. G. H. & Swinchatt, J. P. 1970: Great Barrier Reef. *Bull. Amer. Geol. Soc.*, 81, 691-724.
- McIlreath, I. A. & James, N. P. 1981: Carbonate slopes. In: *Facies Models*. R. G. Walker (ed.) Geosc. Canada, Hamilton, Reprint ser. 1, 133-144.
- McGowen, J. H. & Groat, G. G. 1971: Van Horn sandstones, west Texas. *Report invest.*, Bureau Econm. Geol. Univ. Texas, 72, 1-57.
- Meischner, K. D. 1964: Alldapische kalke, turbidite in Rif-nahen Sedimentationsbecken. In: *Turbidites*, A. H. Bouma & A. Brouwer (edits.), Elsevier, 156-191.
- Miall, A. D. 1977: A review of the braided-river depositional environments. *Earth Sc. Rev.*, 13, 1-62.
- Miall, A. D. (ed.), 1978: *Fluvial sedimentology*. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Memoires*, 5, 1-589.
- Milojević, B. Ž. 1949: Lesne zaravni i peščari Vojvodine. *Naučna izd. Matice srpske*, 2, Novi Sad.
- Milojević, B. Ž. 1950: Les plateaux de loess et les regions de sable en Yougoslavie. *Memoires Soc. Ser. de Geograph.*, 6, Beograd.
- Milovanović, B. 1933: Paleobiološki i biostratigrafski problemi rudista. *Rasprave Geol. inst. Jugos.*, 2, 1-185, Beograd.

- Milovanović, B. 1934: Rudistna fauna Jugoslavije. *Geol. an. Balk. pol.*, 12, 1, 248-254, Beograd.
- Molengraaf, G. A. 1909-1910: On the oceanic deep sea deposits of central Borneo. *Konijakl. Akad. Weten., sec Sc.*, 112, 141-147, Amsterdam.
- Murphy, M. A. & Schlanger, S. O. 1962: Sedimentary structures in Ilhas and Sao Sebastiao formations (Cretaceous). Reconcavo basin, Brazil. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 46, 457-477.
- Mutti, E. & Ricci-Lucchi, F. 1972: Le torbiditi dell Appennino settentrionale. *Memoire della Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.
- Nalivkin, D. V. 1956: Učenje o faciah. *Izdt. Akad. nauk, SSSR*, t. 1 i 2, Moskva.
- Nio, S. D. 1976: Marine transgression as a factor in the formation of sand wave complexes. *Geol. en Minjb.*, 55, 18-40.
- Obradović, J. 1987: Flysches of Šumadija. In: *Turbiditic basins of Serbia*, M. N. Dimitrijević & M. D. Dimitrijević (eds.), *Monograph. SANU*, 61, 129-155, Beograd.
- Obradović, J., Đurđević, J. i Vasić, N. 1990: Karbonati neogenih jezerskih basena Srbije - Dolomiti i laporci. XII kongres geol. Jug., 1, 267-291, Ohrid.
- Obradović, J., Đurđević, J. & Vasić, N. 1992: Miocene lacustrine sedimentation - some examples in Serbia-. *Zap. SGD, jub. sv. (1891-1991)*, 251-262, Beograd.
- Obradović, J., Mirković, M., Čadenović, D. & Đurđević, J. 1993: Characteristics of the Cretaceous Periadriatic Platforms of the Montenegrin Littoral, Yugoslavia. In: *Cretaceous carbonate platforms*. J. A. Toni Simo, R. W. Scott & J. P. Masse (eds.) *AAPG Memoires*, 56, 233-243, Tulsa.
- Obradović, J., Vasić, N., Đurđević-Colson, J. & Grubin, N. 1994: Facies and characteristics of some Neogene lacustrine sediments in Serbia. *Sed. facies and Paleogeography*, 14, 4, 12-27, Chengdu, China.
- Obradović, J., Karamata, S., Vasić, N. i Grubin, N. 1995: Karakteristike lakustrinskih sedimenata Jarandolskog basena. *Geologija i metalogenija Kopaonika*, 147-156.
- Obručev, V. A. 1945: Loess and their origin. *Amer. Jour. of Sc.*, 245, 256-262.
- Off, T. 1963: Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 47, 324-341.
- Pantić, N., Ercegovac, M. i Pantić, V. 1967: Donjopliocenska močvarna vegetacija kolubarskog zaliva i geneza ugljenog sloja. *Geol. an. Balk. pol.*, 33, 93-108, Beograd.
- Pantić, N. i Nikolić, P. 1973 : Ugalj. *Univ. u Beogradu*, Beograd.

- Parker, F. L. 1962: Planctonic foraminiferal species in Pacific sediments. *Micropaleontology*, 8, 219-254.
- Picard, M. D. & High, L. R. 1972: Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: *Recognition of Ancient sedimentary environments*. J. K. Rigby & W. K. Hamblin (eds.) *Soc. Econ. Paleontol. and Miner., Spec. publ.* 16, 108-145, Tulsa.
- Pritchard, D. W. 1967: Estuarine circulation patterns. *Proceed. Amer. Soc. civil engin.*, 18, 717, 1-11.
- Puigdefabregas, C & Van Vliet, A. 1978: Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. In: *Fluvial Sedimentology*. A. D. Miall (ed.), *Cand. Soc. Petrol. Geol. Memoires*, 5, Calgary, 469-486.
- Radoičić, R. 1982: Carbonate platyforms of the Dinarides. *Bull Acad. Serb. des Sc. et Arts*, 53, 22, 35-46, Beograd.
- Reading, H. G. (ed.), 1978: *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sc. Publ.
- Ricci Lucchi, F. 1980: *Sedimentologia, III*, Cooperativa Libr. Univ. Bologna.
- Richthofen, F. 1877: *China, I*, Berlin.
- Riding, R. 1990: Carbonate Buildups - Reefs - Bioherms - Mounds. *Paleon. Newslet.*, 6, Winter, 26-33.
- Rust, B. R. 1976: Stratigraphic relationships of the Malbaie Formation (Devonian). *Gaspe. Quebec Canad. Jour. Earth Sc*, 13, 1556-1559.
- Scruton, P. C. 1960: Delta building and the delta sequence. In: *Recent sediments of the Northwest Gulf of Mexico*. F. P. Shepard & Tj. H. Van Andel (eds.) *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 82-102.
- Sellwood, B. W. 1972: Tidal-flat sedimentation in the lower Jurassic of Bornholm, Denmark. *Paleogeogr. paleoclim. paleoecolog.*, 11, 93-106.
- Seyfried, H. 1981: Genesis of hardgrounds in the Tethian Jurassic. *Sec. Europ. Meet. IAS, Abstracts*, Bologna.
- Shepard, F. P. & Moore, D. G. 1960: Bays of central Texas coast. In: *Recent sediments of the Northwest Gulf of Mexico*. F. P. Shepard & Tj. H. Van Andel (eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol*, Tulsa, 117-152.
- Stauffer, P. H. 1967: Grain flow deposits and their implications, Santa Ynes Mountains, California. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 487-508.
- Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. 1984: Deep water fine grained sediments. In: *Fine grained sediments. Deep water processes and facies*. D. A. V. Stow & D. J. W. Piper (eds.) *Blackwell pub.*, 611-641.

- Straaten, L. M. J. U. van. 1959: Littoral and submarine morphology of the Rhona delta. In: R. J. Rassel (ed.) 2nd Coastal geogr. Conf. Proceed., Baton Rouge, 233-264.
- Swift, D. J. P., Young, R. A., Clarke, T. L., Vincent, C. E., Niederoda, A. & Lesht, B. 1981: Sediment transport in the middle Atlantic bight of North America. In: Holocene marine sedimentation in the North sea basin. S. D. Nio, R. T. A. Schuttenhelm & T. C. E. van Veering (eds.) IAS, spec.pub., 5, 361-384.
- Taylor, J. H. 1963: Sedimentary features of an ancient deltaic complex. *Sedimentology*, 2, 2-28.
- Toni Simo, J. A. Scott, R. W., & Masse, J. P. (eds.), 1993: Cretaceous carbonate platforms. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoires*, 56, Tulsa.
- Trowbridge, A. C. 1930: Building of Mississippi delta. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 14, 867-901.
- Tucker, M. E., Wright, V. P. & Dicksonm J. A. D. 1990: Carbonate Sedimentology. Blackwell pub., Oxford.
- Vasić, N. 1992: Sredine i uslovi stvaranja sedimenata područja Pesača-Miroč. Dokt. diser. RGF, 1-224, Beograd.
- Walker, R. G. 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 25-43.
- Walker, R. G. 1981: Shelf sedimentation in the Cretaceous seaway of Western Canada. *Geo. Soc. Aust. 5th Geol Conv. Abstracts*, 55-56.
- Walker, R. G. & Mutti, E. 1973: Turbidite facies and facies associations. In: G. V. Middleton & A. H. Bouma (eds.) *Turbidites and deep-water sedimentation. Soc. Econ. Paleont., Mineral. Pacific sec., Short courses*, 119-157.
- Weller, J. M. 1960: *Stratigraphic Principles and Practice*. Harper, New York, 725p.
- Wilson, J. L., 1975: *Carbonate facies in geologic history*. Springer Verlag, Berlin, 471p.
- Winker, C. D. 1980: Depositional phases in late pleistocene cyclic sedimentation. In: *A field guide to the Queen City formation and related papers, Gulf coast sect.*, B. F. Perkins & D. K. Hobday (eds.) *Soc. Econ., Paleont., Miner.*, 46-66.
- Wright, L. D. & Coleman, J. M. 1974: Mississippi river mouth processes. *Jour. Geol.*, 82, 751-778.

10. SEDIMENTOLOŠKI MODELI BASENA

U sedimentologiji se primenjuje nekoliko vrsta deskriptivnog i matematičkog modelovanja. Matematički su modelovani razni genetski uslovi sedimentacije i formiranja slojeva, a deskriptivno su obrađeni modeli facija i basena.

Sedimentološki model basena je konstrukcija kojom se koncizno i na integrisan način prikazuju sedimentni basen i njegove osobine. Po svojoj koncepciji sedimentološki model basena se razlikuje od svih ranijih pokušaja analize i sinteze basena, jer njegove osobine ne prikazuje parcijalno nego u celini. Zbog toga je obrađena posebna pažnja razradi sedimentoloških modela basena (Nanz, 1957; Pryor, 1960; Potter, 1962; Selley, 1970).

Osnovi koncepcije sedimentoloških modela oslanjaju se na ideju da sadržaj sedimentnog basena zavisi od relativno malog broja bitnih faktora koji se mogu definisati i utvrditi sistematskim proučavanjem. Prema današnjim shvatanjima sedimentološki model obuhvata pet bitnih elemenata: (1) geometriju basena, (2) litološki sadržaj (sedimentne asocijacije), (3) raspored facija, (4) sistem paleotečenja i (5) tektonske osobine. Svi pomenuti elementi modela međusobno su povezani. Tako raspored litofacija, vrste sedimenata i linearne teksture zavise od sistema struja, koje su opet povezane s geometrijom basena. Geometrija basena je posledica tektonskih događaja i tektonskog režima. Veličina basena nije bitan parametar sedimentološkog modela. Kada bi i veličina uticala na tip modela onda bi u prirodi veoma mali broj basena bio sličan, a mogućnosti uopštavanja praktično ne bi postojale.

Jedan poseban sedimentološki model može da prevladuje tokom čitave evolucije nekog basena. Obično, međutim, to nije slučaj. Usled tektonskih pokreta menjaju se geometrijske osobine basena, a u vezi stim dolazi do preraspodele paleotečenja i do promena u sedimentaciji. Zbog toga se u toku razvojne istorije jednog basena mogu da vrše česte i nagle promene modela.

Do danas nije napravljen veći broj sedimentoloških modela basena, pre svega zbog toga što je ovaj deo sedimentologije još uvek u razvojnom periodu. Većina od njih prikazana je na sledećim stranama.

10.1. MODEL BASENA MEANDARSKIH REKA

Geometrija. Basen je jako dugačak, relativno uzan i jako plitak.

Litologija. Peščari i alevroliti su približno u sličnom međusobnom odnosu ili peščara ima nešto manje. Oni su grubozrni do sitnozrni. Može biti i nešto konglomerata ili uglja. Ponekada sedimenti mogu biti obojeni crveno.

Facije i sredine. Sedimenti imaju osobine po kojima se zaključuje da su poreklom iz rečnog korita, poloja i mrtvaja. Primarno su raspoređeni bočno jedni u odnosu na druge ali su u aluvijalnoj sekvenci superponovani.

Paleotransport. Unimodalan, sa jednim maksimumom distribucione krive, ali na izdancima sa širokim rasipanjem pravaca, generalno paralelan sa nagibom korita.

Fosili. Peščari rečnog korita sadrže biljni detritus, erodovane kosti kopnenih i vodenih kičmenjaka i školjki; sedimenti poloja biljni detritus, korenje biljaka i slojeve uglja. Bogat palinološki materijal.

Tektonika. Izvori reka se obično nalaze u predelima koji se izdižu, ušća su u stabilnim zonama ili u zonama spuštanja, a rečni tokovi često prate dislokacione sisteme.

10.2. MODEL BASENA UPLETENIH REKA

Geometrija. Basen je dugačak ili kratak, dosta širok i jako plitak.

Litologija. Pretežno grubozrni klastiti sa konglomeratima i grubozrnim peščarima. Retki i tanki slojevi od sitnozrnih peščara i alevrolita. Česta je crvena boja sedimenata.

Facije i sredine. Iz osobina sedimenata se vidi da su nastali uglavnom u rečnom koritu i napuštenim kanalima. U rečnim koritima se nalaze nepravilno superponovani široki erozioni kanali sa koso i paralelno uslojenim peščarima i konglomeratima. U napuštenim kanalima ostaju konglomerati i laminirani alevroliti, u kojima ima sočiva sa tragovima talasanja i pukotina isušivanja.

Paleotransport. Longitudinalan sa malim rasipanjem podataka na pojedinačnim izdancima. Mogući su i lepezasti lukovi.

Fosili. Vrlo retki nalazi erodovanih kostiju od kopnenih kičmenjaka i česti ostaci biljaka (stabla, fragmenata od stabla i detritusa), mestimično bogat palinološki materijal.

Tektonika. Slična sa modelom basena meandarskih reka.

10.3. MODEL JEZERSKIH BASENA

Geometrija. Većinom izometrijski plitak basen ali može da bude i jako izdužen i veoma dubok.

Litologija. Pretežno sitnozrni klastiti, laporci i krečnjaci. Često ima i grubozrnih klastita i evaporita.

Facije i sredine. Po osobinama sedimenata zaključuje se da su razvijene marginalne gruboklastične i deltne tvorevine, zatim profundalne finoklastične do karbonatne sa paralelnom laminacijom nekada turbiditne i olistostromske.

Paleotransport. Pretežno centripetalan i jednosmeran prema najdubljim delovima basena. U marginalnom delu mogući su i dvopolni paleotokovi prema obali i od nje.

Fosili. Slatkovodni mekušci, ostrakodi, ribe i tetrapodi. Kopnene biljke i kičmenjaci često su naplavljani u basen. Bogat palinološki materijal. U sitnozrnim marginalnim tvorevinama može biti i uglja.

Tektonika. Jezera su obično u zonama spuštanja i to naročito uz velike gravitacione rasede ili njihove sisteme (na pr. u zonama kontinentalnih riftova: Bajkal, Viktorija, Tanganjika i dr.).

10.4. MODEL EOLSKIH BASENA

Geometrija. Basen može biti nepravilnog oblika ili izdužen na jednu stranu ali je uvek jako plitak.

Litologija. Tipični su čisti, dobro sortirani srednje do sitnozrni peskovi. Nekada je to gips, ljuštarni pesak ili alevrolit (kada je u pitanju les).

Facije i sredine. Kamenite, šljunkovite i peskovite pustinje sa dinama, barhanima, povremenim rečnim tokovima (vadi) i povremenim slanim jezerima (sabka ili šot); često su dosta udaljeni lesni platoi.

Paleotransport. Nezavisan od nagiba terena. Generalno jednosmeran ili dvosmeran u zavisnosti od pravca glavnih vetrova. U području izdanka kosa slojevitost može široko da varira zbog složene morfologije dina.

Fosili. U pustinjama ih generalno nema. Samo retki otisci nogu od kičmenjaka i ostaci biljaka. U primorskim dinama može biti detritusa od abradovanih morskih organizama ili se u celini sastoji od njih (eolijaniti).

U lesu mnogo fosila, pre svega, kopneni i barski mekušci, sitni sisari i bogat palinološki spektar.

Tektonika. Na ovaj model basena najmanje utiče tektonika. Samo u gruboj shemi veliki ergovi mogu da se nađu u zonama spuštanja.

10.5. MODEL GLACIJALNIH BASENA

Geometrija. Basen može biti dugačak ili jako dugačak, uzan (dolinski lednici) ili jako širok (inlandajski) ali je uvek plitak (Sl. 275.).

Litologija. Tipična je mešavina potpuno nesortiranih i neslojevitih klastita (til ili tilit) sa eratičnim blokovima. Uz njih kao prateći se javljaju i sortirani peskovi i poluzaobljeni grubi klastiti.

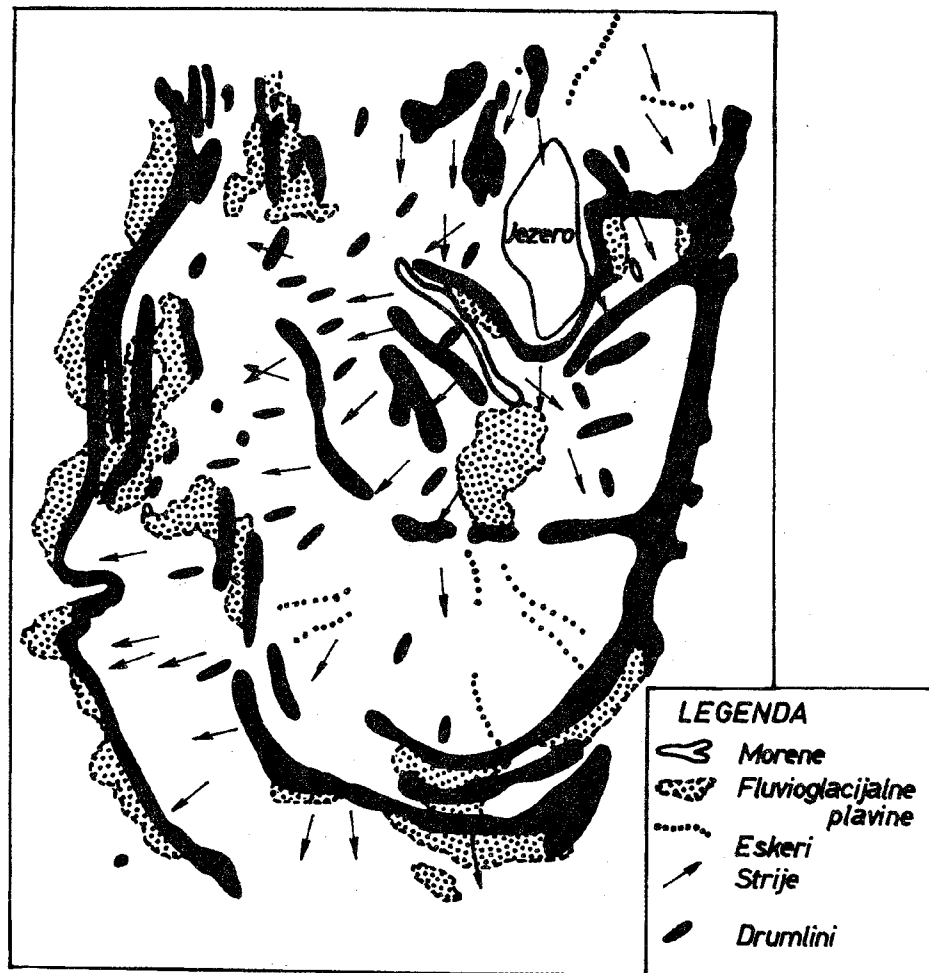
Facije i sredine. Model je u celini sastavljen od podinskih, čeonih morena, a kod dugačkih basena javljaju se i bočne i srednje morene. Pored tih tvorevina ima

jezerskih peskova razne krupnoće, fluvioglacialnih plavina (na čelu terminalnog basena), i eolskih peskova (u eskerima).

Paleotransport. U dugačkom basenu transport je longitudinalan, a u širokom radijalan iz nekoliko ili više centara.

Fosili. Samo ostaci krupnih kopnenih sisara sačuvani u ledu i palinološki materijal u ledu i sedimentima ledničkih jezera.

Tektonika. Cirkovi dugačkih basena često su u zonama izdizanja, a terminalni baseni su ili u zonama spuštanja ili u stabilnim prostorijama.



Sl. 275 - Schematska skica glacialnog modela, sa prikazanim odnosima između kretanja leda i glacialnih taloga. Potter & Pettijohn, 1963.

10.6. MODEL DELTNOG KOMPLEKSA

Geometrija. Basen deltnog kompleksa može da ima prizmatičnu, lepezastu ili nepravilno lepezastu formu.

Litologija. Gline, alevroliti i peščari u različitim količinskim odnosima, sa tendencijom formiranja sekvenci koje imaju obrnutu gradaciju (prečnik zrna se povećava naviše u klastitima).

Facije i sredine. Donji deo delte (prodelta) je od finih laminiranih klastita; srednji deo (forset) je od setova kososlojevitih klastita lepezaste forme i od erozionih kanala ispunjenih turbiditnim peščarima, a ima i pojava razaranja slojeva kliženjem; gornji deo delte (deltna platforma) je sa radijalno raspoređenim kanalskim peščarima sa kosom slojevitošću. Između njih se nalazi smena laminiranih glina, alevrolita i sitnozrnih peščara sa tragovima talasa i bioturbacijom lagunskog, jezerskog i močvarnog porekla.

Paleotransport. Unimodalno, uvek od gornjeg prema donjem delu delte. Regionalno može biti i radijalan.

Fosili. Morska fauna u prodelti; u gornjem delu brakična i slatkovodna fauna, često pretaložena, zatim biljni detritus, korenje biljaka i ugalj. Obično bogat palinološki materijal.

Tektonika. Deltne kompleksi nastaju samo uz obale koje se sporo izdižu ili su stabilni.

10.7. MODEL MOLASNOG BASENA

Geometrija. Basen je veoma izdužen i to paralelno sa planinskim vencem uz koga se nalazi; ima promenljivu širinu i nesimetričan profil dna tako da se sastoji od kopnenog i morskog dela.

Litologija. Loše sortirani peščari i konglomerati slabo zaobljenih zrna i glinci različitog porekla. Česta je crvena boja.

Facije i sredine. Rečni i proluvijalni peščari, konglomerati i glinci i morski alevroliti i glinci sa kososlojevitim peščarskim sočivima. Između njih prelazna zona sa smenom jednih i drugih.

Paleotransport. Poprečan na dužu osu basena i pri tome sa kopna u morski deo basena.

Fosili. Dve asocijacije fosila. U kopnenom delu modela ostaci slatkovodnih i kopnenih mekušaca i kičmenjaka, a u morskome delu modela ostaci morskih mekušaca i naplavljenih kopnenih kičmenjaka.

Tektonika. Dno basena se umereno spušta, naročito njegov morski deo, a zona izvora terigenog materijala se snažno izdiže.

10.8. MODEL POLUOTVORENOG EPIKONTINENTALNOG BASENA

Geometrija. Ovalan, izometričan ili malo izdužen, relativno plitak basen sa nagibom dna prema otvorenom kraju.

Litologija. Preovlađuju krupno kososlojeviti peščari, alevroliti i glinci sa nešto malo karbonata ili s ugljevitim glincima i ugljem.

Facije i sredine. U zatvorenom delu basena pretežno klastiti rečnog i deltnog porekla, mestimično sa ugljem, a u otvorenom delu fino zrnji šelfni klastiti i karbonati. Između njih prelazni klastiti paralskog porekla.

Paleotransport. Glavni transport u basenu je longitudinalan niz nagib. Prinos materijala u basen je ili longitudinalan (iz jednog rečnog toka) ili centripetalan (iz više manjih radijalno raspoređenih tokova).

Fosili. U zatvorenom delu basena kao u deltama, a u otvorenom ostaci morskih mekušaca i drugih organizama. Bogat palinološki materijal.

Tektonika. Dno basena se sporo spušta, a oblasti izvora erodovanog materijala se sporo izdižu.

10.9. MODEL LINEARNOG SILICIKLASTIČNOG ŠELFNOG BASENA

Geometrija. Basen je dugačak, neravnomerne širine i relativno plitak. Neravno dno je generalno nagnuto prema otvorenom moru.

Litologija. Različite granulometrijske i petrografske vrste klastita. Preovlađuju peščari i alevroliti. Ponekada su to i kalkareniti pomešani sa siliciklastitima.

Facije i sredine. Dublji deo šelfa je sa laminiranim glincima i alevrolitima nastalim ispod talasne baze. U srednjem delu su dobro sortirani kososlojeviti peščari lida, kada ono postoji, a u gornjem delu laminirani lagunski klastiti sa bioturbacijama. Oni prelaze u plimatske ravnice sa jakim bioturbacijama preradenim laminiranim glincima i alevrolitima i plimatskim kanalima sa sitnozrnim peščarima. Kada nema lida u gornjem delu modela se nalaze grublji klastiti.

Paleotransport. Transport talasima i plitkim strujama je poprečan i dijagonalan na basen, a pridnenim strujama nepravilno uzdužan.

Fosili. U klastitima iz dubljih delova modela, a kada nema lida, sa celog profila različiti morski beskičmenjaci među kojima preovlađuju mekušci. U lиду detritus od ljuštura mekušaca, a u lagunskim sedimentima i plimatskoj zaravni beskičmenjaci i kičmenjaci od morskih preko brakičnih do slatkovodnih. Naročito su karakteristični ostrejski banci.

Tektonika. Linearni siliciklastični model je razvijen na šelfovima koji se izdižu, spuštaju ili stagniraju, a lido odsustvuje onda kada nema dovoljnog prinosa klastičnog materijala sa kopna.

10.10. MODEL KARBONATNOG ŠELFA

Geometrija. Basen je dugačak, neravnomerne širine i relativno plitak, neravnog dna nagnutog prema otvorenom moru.

Litologija. Različite vrste karbonatnih klastita: ljuštorni, foraminiferski, algalni, oolitski krečnjaci i organogeni humovi. Nekad dolomiti i evaporiti.

Facije i sredine. Tri glavne facije i sredine se raspoznaju. Dublji deo basena, ispod zone uticaja talasa, je sa tankoslojevitim i pločastim mikritima, laporovitim mikritima i silicioznim mikritima sa proslojcima glinaca i alevrolita. Česte su pojave tvrdog dna. Srednji deo basena je od kalkarenita sa fragmentima i celim ljušturama molusaka, brahiopoda, ehinodermata, briozoja, koralja, bentoskih foraminifera i algi. Od skeleta tih organizama je izgrađen lido kada ga ima. Plitki deo basena je ili od krupnozrnijih karbonata, kada je otvoren, ili sa lagunskim pelitskim krečnjacima, nekad laminiranim i sa retkom morskom faunom, kada je odvojen od mora lidom. Ovi poslednji krečnjaci prema kopnu prelaze u mikrokristalaste dolomite sa laminama i kvrgama anhidrita i drugih evaporita iz primorske sabke.

Paleotransport. Talasima i plimatskim strujama transport je poprečan i dijagonalan na basen, a pridnenim strujama je nepravilno uzdužan.

Fosili. Navedeni su uz facije i sredine.

Tektonika. Slična sa tektonikom siliciklastičnih šelfnih basena. Primorske sabke su razvijene na obalama koje se intervalno izdižu.

10.11. MODEL SPRUDNOG KOMPLEKSA

Geometrija. Izometrijski ili izdužen kompleks sa nesimetričnim i plitkim morskim dnom.

Litologija. Karbonatni klastiti organogenog porekla, biolititi i mikriti, ponekad i terigeni siliciklastiti.

Facije i sredine. Predsprudna krečnjačka breča od biolitita sa mikritskim matriksom; biolititni sprudni karkas često dolomitičan; izasprudni kalkareniti i kalciliti sa peletskim krečnjacima.

Paleotransport. Većinom zavisano od lokalnog gravitacionog kliženja i kotrljanja niz nagib spruda.

Fosili. Bogata zajednica sesilnih i vagilnih organizama sa jakim krečnjačkim skeletima sprudotvoraca i algi.

Tektonika. Kompleks se u celini polako spušta. Ako dođe do izdizanja prestaje njegov razvoj i egzistencija.

10.12. MODEL BASENA KARBONATNE PLATFORME

Geometrija. Basen je dugačak, širok i plitak.

Litologija. Preovlađuju razni tipovi krečnjaka (biolititni, oolitski, stromatolitski, peletski i mikritski) i dolomiti. Mestimično može biti i terigenih siliciklastita (u šelfnoj karbonatnoj platformi), evaporita i boksita.

Facije i sredine. Na obodima modela su sprudni i parasprudni biolititi, bioklastiti i oolitski krečnjaci. U srednjim delovima su mikritski, intramikritski, biomikritski, bahamitski, peletski i stromatolitski krečnjaci, dolomiti i anhidriti.

Paleotransport. Longitudinalan u plimatskim kanalima.

Fosili. U organogenim delovima modela ostaci sprudotvoraca; u ostalim delovima, naročito rasprostranjenje imaju krečnjačke alge i stromatoliti.

Tektonika. Basen se u celini nalazi u zoni polaganog spuštanja i to naročito njegovim srednjim delovima. Samo ostrvske zone stagniraju ili se čak izdižu.

10.13. MODEL TURBIDITNOG FLIŠNOG BASENA

Geometrija. Basen je dugačak, promenljive širine i dubine, retko i plitak (turbiditni).

Litologija. Pretežno peščari i alevroliti ponekad sa konglomeratima i glincima, sve u smeni u sekvencama. Česti su i brečokonglomerati. Karbonati su većinom klastičnog tipa.

Facije i sredine. U proksimalnom delu su grubi fliševi sa više brečokonglomerata i peščara, olistostromskim interkalacijama, tragovima kliženja i većim tragovima tečenja. U distalnim delovima su fliševi sa više finih klastita u sekvencama i manjim oblicima tekstura tragova tečenja.

Paleotransport. U basenu generalno je longitudinalan ali je prinos materijala u basen poprečan na dužu osu.

Fosili. Peščari i konglomerati sadrže plitkovodne organizme pretaložene iz starijih tvorevina, redeponovane iz plićih susednih zona iz kojih se basen prihranjuje i biljni detritus. Sinhronična mikrofauna i palinološki materijal se nalaze samo u pelaškim intervalima sekvenci.

Tektonika. Dno basena se intenzivno spušta, a susedni izvor materijala ili je stabilan ili se izdiže.

10.14. MODEL BASENA MARGINALNIH MORA

Geometrija. Model je dugačak ili širok ili izometrijski i veoma dubok.

Litologija. Sve vrste klastita, turbiditi, siliciti (rožnaci, radiolariti), mikriti, siliciozni mikriti, laporci, tufiti, bazični i intermedijarni vulkaniti i vulkanoklastiti.

Facije i sredine. Raspoznaju se četiri zone. Na kontinentalnoj padini su glinci i peščari; u kontinentalnom podnožju su glinci, peščari, olistostrome ili turbiditi; u srednjim delovima basena glinci sa malo peščara, olistostroma i turbidita ili pelaški mikriti sa pelaškom mikrofaunom, siliciozni mikriti, laporoviti krečnjaci i laporci; uz unutrašnju stranu ostrvskog luka rožnaci, radiolariti, pelaški mikriti, glinci, grauvake, bazični i intermedijarni vulkanoklastiti i vulkaniti.

Paleotransport. Sa kontinentalne padine i sa ostrvskog luka poprečan niz padinu, a u basenu pretežno longitudinalan.

Fosili. U olistostromama i turbiditima pretaložen i redeponovani organski ostaci. U ostalim sredinama većinom pelaški foraminiferi, radiolarije. U širokoj zoni uz kontinent palinološki materijal.

Tektonika. U basenu preovlađuje spuštanje, a po obodima stagnacija ili sporo izdizanje.

10.15. PELAŠKI OKEANSKI BASEN

Geometrija. Model je veoma dugačak i veoma širok ali je karakteristično da je jako dubok (do više hiljada metara).

Litologija. Pelaški foraminiferski mikriti, radiolariti, plava, crvena i zelena glina i mrkocrvena glina sa manganskim konkrecijama. Iz geološke prošlosti sjajni škriljci.

Facije i sredine. U plićim delovima basena, iznad CCD foraminiferski mikriti; u dubljim delovima ispod CCD radiolariti i razne hemipelaške tvorevine. Iz najdubljih delova basena mrko-crvena dubokookeanska glina.

Paleotransport. Razno orijentisanim pridnenim strujama.

Fosili. Iz plićih delova basena (iznad CCD) pelaški foraminiferi, a iz dubljih radiolarije, konodonti i palinomorfe, zubi od ajkula i otoliti od kitova.

Tektonika. Basen se u celini polako spušta.

10.16. MODEL ABISALNIH TROGOVA

Geometrija. Izrazito dugački i duboki baseni, relativno uski sa nesimetričnim dnom koje doseže najveće dubine na Zemlji.

Litologija. Dubokomorske mrko-crvene gline, radiolariti, olistostrome, vulkaniti, vulkanoklastiti i melanžirane stene.

Facije i sredine. U najdubljim delovima troga su olistostrome i melanžirane stene, a na njenim spoljašnjim stranama pelaški sedimenti.

Paleotransport. U trogu je longitudinalan, a sa strane je poprečan - gravitacioni.

Fosili. Isti kao i u dubljim delovima pelaškog okeanskog basena. U matriksu ima olistostroma, ponekad ima i palinomorfa.

Tektonika. Dno basena se ili veoma sporo spušta ili je stabilno, naročito njegov strmiji deo.

10.17. ZAKLJUČAK O SEDIMENTOLOŠKIM MODELIMA BASENA

Koncepcija sedimentoloških modela basena polazi od pretpostavke da postojani uslovi u nekom basenu izazivaju pravilan raspored tipova sedimentata i to tokom dužeg geološkog vremena. Sa promenama tih uslova formira se nov model ili se modifikuje postojeći. Po toj koncepciji najveći deo sedimentata na Zemlji može da se uklopi u relativno mali broj modela koji se više puta ponavljaju. Zbog toga ova koncepcija povlači za sobom i niz posledica.

Ako je sedimentološki model tesno povezan sa geometrijom basena onda će bilo kakva izmena njegove geometrije bitno promeniti model. Sa druge strane ako je, geometrija basena, kontrolisana tektonikom onda će sve promene u modelu svedočiti o nekim tektonskim pokretima. U stabilnim oblastima geometrija basena i sistem paleotečenja zadržavaju se dugo nepromenjeni, pa su modeli iz tih regiona veoma dugotrajni. U tektonski aktivnim oblastima modeli su kratkog veka (na pr. flišni baseni).

Zapaženo je u razvoju basena da neki sedimentološki modeli slede jedan za drugim na određen način koji se može predvideti. Ako je to tačno onda bi takva koncepcija dovela do formiranja "supermodela", koji bi omogućili razumevanje i praćenje vremenske dimenzije u razvoju jednog basena.

Koncepcija sedimentoloških modela je veoma korisna i za istraživanje i prospekciju produktivnih sedimentnih basena. Tačno poređenje neproučenog basena sa dobro poznatim prototipom omogućava geologu da na osnovu odgovarajućeg modela dobro ekstrapoliše podatke prikupljene na terenu. Takvim postupkom on može da napravi najracionalniju interpretaciju osobina i rasporeda sedimentata u basenu, pa čak i za one njegove delove koji nisu ispitani. Tako se mogu predvideti oblasti perspektivne u pogledu nekih mineralnih sirovina. Na ovakav način se u procesu istraživanja i prospekcije sedimentnih basena postižu velike uštede u sredstvima i terenskim radovima.

10.18. LITERATURA

Banks, J.E. 1967: Geologic history of the Florida-Bahama Platform. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 17, 261-264.

D'Argenio, B. 1967: Considerazioni sul ruolo della piattaforma carbonatica nell'area della geosinclinale durante il Mesozoico. Bolletino Soc. Nat., 76, Napoli.

Grandić, S. 1970: Neki rezultati istraživanja stratigrafskog modela sedimentacije mlade - mezozojskih karbonatnih naslaga vanjskih Dinarida. III Simpozij Dinarske asocijacije, I, 43-50, Zagreb.

Potter, P.E. 1959: Facies model conference. Science, 129, 1292-1294.

Potter, P.E. 1962: Regional distribution pattern of Pennsylvanian sandstones. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 46, 1890-1911.

Potter, P.E. & Pettijohn, J.F. 1963: Paleocurrents and basin analysis. Springer. Heidelberg, 296p.

Pryor, W.A. 1960: Cretaceous sedimentation in upper Mississippi Embayment. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 44, 1473-1504.

Purdy, E.G. 1963: Recent calcium carbonate Facies of the Great Bahama Bank. I Petrography and Reaction Groups. Jour. Geol., 71, 334-355.

Selley, R.C. 1970: Ancient Sedimentary Environments. Chapman & Hall. London, 237p.

Sloss, L.L. 1962: Stratigraphic models in exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 46, 1050-1057.

11. GEOLOŠKE FORMACIJE

Geološka formacija je osnovni objekat kojim se bavi nauka Formaciona geologija (neki je zovu i Formaciologija; Dragunov, 1990). Mada postoje i neki drugi predlozi, pod formacijom se još uvek podrazumevaju i konkretna geološka tela (konkretna formacija) i njihov mentalni geološki model (apstraktna formacija). Formacija je izgrađena od parageneze stena i predstavlja ravnopravnu taksonomsku jedinicu u nizu: mineral - stena - formacija - geosfera - planeta. Svaka predhodna jedinica u tom nizu je elementarna u odnosu na sledeću, a svaka sledeća odgovara jednom višem nivou organizacije materije. Sedimentologija se bavi proučavanjem sedimentnih formacija kao krupnih i složenih geoloških tela sedimentnog porekla.

11.1. ISTORIJA TERMINA FORMACIJA

Izdvajanju formacija, među prvima, spontano je pristupio nemački lekar i prirodnjak Füchsel (1761) koji je pod nazivom "seriae montana" izdvojio: rotligend, buntzandštajn, mušalkalk, kajper i druge jedinice u Tiringiji. To je bio razlog što je u literaturi preko 120 godina smatrano da je Füchsel i uveo termin "formacija" u Geologiju (Keferstein, 1840; Zittel, 1899). Novija proučavanja originalnih Füchselovih tekstova pokazala su da on nigde ne pominje reč "formacija". To, međutim, ne znači da ovaj ingeniozni istraživač nije i stvarni rodonačelnik i formacione analize i formacione geologije.

Termin "formacija" (od latinskog "formatio" što znači tvorevina) u literaturu je uveo čuveni nemački geolog Werner (1791). Već prilikom prve upotrebe tog termina njim je obuhvaćen i petrografski sastav stena i način njihovog nastanka. Werner o tome više nije pisao ništa ali se iz objavljenih zabeležaka njegovih učenika vidi da je on na svojim predavanjima u Frajberškoj rudarskoj akademiji postepeno razvio jedno celovito učenje o (geološkim) formacijama (Reuss, 1805). Po tom učenju formacija ima izrazito petrografsko značenje, pa Werner razlikuje osam formacija: škriljce, krečnjake, trapove, ugljeve, porfire, talkove, gipsove i topazne stene. Svaka od tih formacija je sastavljena od stena. Tako su u formaciju škriljaca stavljani: granit, gnajs, mikašist, argilošist, peščar i dr. Naročito je karakteristično da je autor termina smatrao da se članovi koji čine formacije mogu da ponavljaju u vremenu i sastavljaju tzv. "formacione svite". I Wernerovi učenici su formaciji davali pretežno petrografski smisao ali nisu tako shvaćeni, već je termin ubrzo počeo da se koristi na različite načine.

Ukoliko se paleontološka metoda u stratigrafiji brže razvijala utoliko je formacija više predstavljala odeljak zemljine istorije sa istim karakterističnim fosilima. Pe-

trografski sastav pri tome nije uziman u obzir. Tako su nastali sinonimi: formacija, serija, sistem i grupa kojima su davani različiti značaj i rang.

Takvo haotično stanje u terminologiji bilo je neodrživo pa su geolozi na II Međunarodnom geološkom kongresu u Bolonji (Dewalque, 1881) odlučili da se zabrani upotreba termina formacija u stratigrafskom smislu, odnosno kao ekvivalent sistema ili kata. Tada je istaknuto da taj termin podrazumeva poreklo i način postanka nekih tvorevina, a ne vreme. Naglašeno je da ispravno treba reći: eruptivne, sedimentne, morske, jezerske, hemijske, detritične formacije i sl. Time je formacija zvanično isključena iz hronostratigrafske terminologije.

11.1.1. Razni načini upotrebe termina formacija

Posle kongresa u Bolonji, geolozi su nastavili da koriste termin formacija na veoma slobodan način pa je i danas tako. Raspoznaju se jasno četiri načina njihove upotrebe:

(1) umesto termina sistem, tačno onako kako je to zabranjeno u Bolonji (Nemačka, Austrija, Češka i Slovačka);

(2) kao termin slobodne upotrebe (Vasoević, 1948);

(3) kao naziv za osnovnu jedinicu lokalne litostratigrafske skale (SAD, Latinska Amerika, Australija, Međunarodni stratigrafski priručnik, 1976, i dr.);

(4) kao naziv za osnovni objekt proučavanja Formacione geologije (Rusija, Ukrajina, Bugarska, Jugoslavija i dr.).

Tri poslednja gledišta razvijala su se u okvirima koji nisu zabranjeni u Bolonji. Danas u ruskoj literaturi postoje mnogobrojni radovi napisani posebno o teorijskim i praktičnim problemima formacija, njihovoj primeni i formacionoj analizi. Zanimljivo je, međutim, da većina ruskih geologa upotrebljava termin formacija kao termin slobodne upotrebe, što je predložio još Lyell (1830). U Rusiji postoji, čak i dvotomni enciklopedijski priručnik "Geološke formacije" (Zaborodin, Kosigin & Solovev, 1982; eds.). Bogato iskustvo je prikupljeno i u američkoj praksi. Sve njihove geološke karte urađene su na osnovu izdvajanja formacija.

11.1.2. Formaciona analiza

Formaciona analiza je niz naučnih postupaka koji služe izdvajanju geoloških formacija. Naročito važan oblik ove analize je formaciono kartiranje.

Krupno principijelno pitanje formacione analize nalazi se u samim polaznim pozicijama tog postupka. Za jedne istraživače formacija je realno i prirodno geološko telo (Šatski, 1960; Heraskov, 1952, i dr.) koje na terenu treba samo identifikovati i izdvojiti, a za druge to nije slučaj. Po ovim drugim (Voronin & Eganov, 1968, 1968a, i dr.) prilikom izdvajanja takvih geoloških tela postoji beskonačno mnogo mogućnosti za izbor njihovih osobina i granica. Prema tome, na istom mestu formacije mogu da budu izdvojene na više načina i postaju geološka tela samo ako se realizuje

"formacioni model", koji je izrađen u toku istraživanja radi postizanja određenog zadanog cilja. Pri tome se imaju u vidu, naročito, namena formacione analize i razmera u kojoj se jedan teren proučava, odnosno kartira. Razrešavajući ove suprotstavljene polazne pozicije može se konstatovati da obe sadrže deo istine. Mnoge formacije u prirodi zaista predstavljaju geološka tela ali isto tako, neke od njih će postati geološka tela tek kad budu izdvojene na osnovu određenih zadanih osobina ili u određenoj razmeri. Kada je reč o razmeri geološke karte, onda se može napomenuti da u poslednje vreme preovlađuje gledište izvedeno iz iskustva da je za prikazivanje formacija optimalna razmera karte 1:200 000 (Tihomirov, 1990).

Na osnovu celokupnog svetskog iskustva može se konstatovati da danas poznajemo empirijsku, empirijsko-teorijsku i teorijsku formacionu analizu koje se zasnivaju na analitičkim, analitičko-sintetičkim, sintetičko-analitičkim i sintetičkim metodama proučavanja i induktivnim i deduktivnim postupcima.

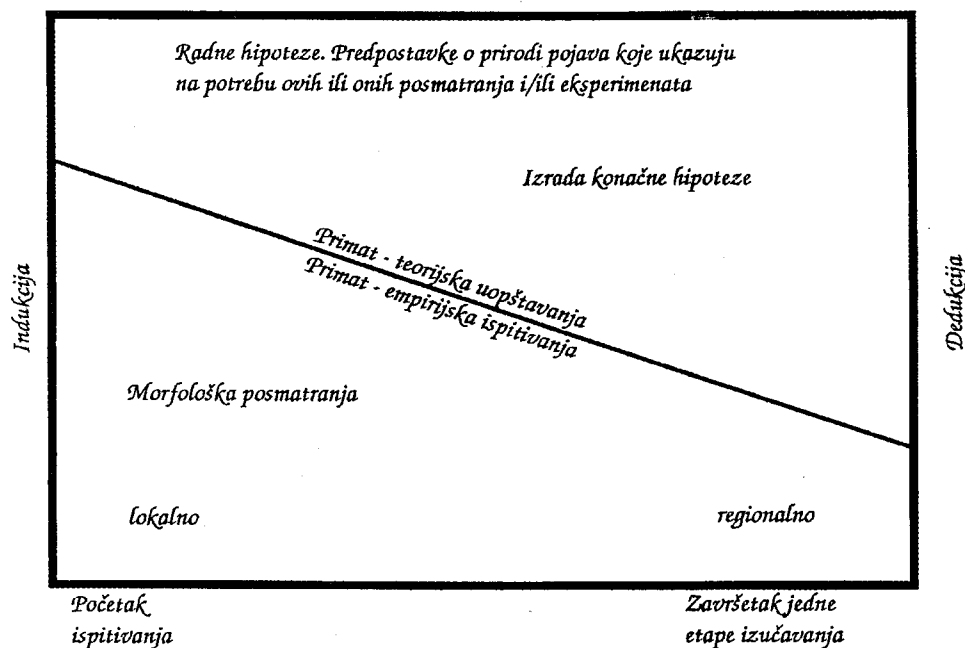
U ruskoj literaturi ističe se da postoje dva osnovna pravca u proučavanju formacija: empirijski (ili parageneracioni) i teorijski (ili genetski ili geogeneracioni) za koje je kod nas otkriveno da su u suštini analitički i sintetički (Grubić, 1987).

Empirijski, odnosno analitički prilaz formacionoj analizi pored američkih stratigrafa i preporuka Međunarodnog stratigrafskog priručnika (ed. H. Hedberg, 1976), razvijen je i u radovima ruskih geologa: Šatskog (1954, 1959, 1960), Heraskov-a (1952), Kuznec-ova (1964), Dragunov-a (1966, 1968), Rundkvist-a (1972) i drugih, koji imaju u vidu da se formacije sastoje od parageneze stena. U ovoj analizi, formacije se uvek izdvajaju neposredno na terenu kroz postupak koji nosi karakteristike "formacionog kartiranja".

Teorijski, odnosno sintetički, prilaz formacionom istraživanju zastupljen je u radovima: Belousov-a (1954), Hain-a (1950, 1959, 1973, 1980), Strahov-a (1956), Nalivkin-a (1956), Ruhin-a (1961), Nemcovič-a (1969), Ginzburg & Rodinov-a (1960), Ken-a (1968), Kormilicin-a (1968) i drugih. Razni genetski prilazi formacionoj analizi, koje zastupaju navedeni autori, podrazumevaju identifikaciju formacija na osnovu unapred izrađenih genetskih shema (tektonskih, paleoklimatskih, paleogeografskih, facijalnih i drugih) koje se zasnivaju na sintezi celokupnog prethodnog iskustva i na teorijskim modelima.

Među ruskim geolozima, zagovornici ova dva pravca u formacionoj analizi, bili su u dugotrajnim sukobima: od savetovanja o geološkim formacijama u Novosibirsku (1955) do skupa o istoj temi u Lenjingradu (1968). Dugo se postavljalo ozbiljno teorijsko pitanje koji je od ova dva pravca ispravniji ili bolji, ili koji od njih ima bar neke prednosti. Sukob pristalica čisto empirijske i čisto teorijske formacione analize je prirodan ali je iracionalan, što naročito važi za empiričare, jer na empiriji mogu da se zasnivaju samo početne faze formacione analize. Za sve što se posle dešava u manjoj ili većoj meri neophodna je primena raznovrsnih teorijskih znanja. Ističući tu činjenicu Vasoević (1980) kaže da "morfološki" i "genetski" prilaz formacionoj analizi treba "dijalektički povezati od samog početka posmatranja od prvog dana i časa" da bi potom u formacionu analizu bilo uvedeno sve više i više teorijskog sadržaja. (Sl. 276.).

Analitički i sintetički prilaz izdvajanju formacija predstavljaju dva suprotna postupka. Jasno je zbog toga da ni jedan ni drugi u čistom vidu nemaju prednosti za šta se zalažu njihovi ekstremni pobornici. Tokom vremena, međutim, spontano se formirao i samosvojan treći prilaz formacionoj analizi, otkriven od strane naših autora (Grubić, Vakanjac & Antonijević, 1974). Taj pristup u raznim stepenima kompleksnosti sreće se u radovima: Hvorov-e (1961), Muratov & Ceisler-a (1968), Janev & Malič-a (1968), Krašeninnikov-a (1968), Popov-a (1959, 1966, 1968) i mnogih drugih. Svi oni u formacionoj analizi polaze od paragenetskih asocijacija stena ali se, u isto vreme, oslanjaju i na genetske kriterijume prilikom izdvajanja, imenovanja i klasifikovanja formacija. Ovaj, treći pravac u savremenoj formacionoj analizi u suštini je empirijsko-teorijski i ima sve osobine analitičko-sintetičkog postupka i ne bi trebalo sumnjati da je on bolji od druga dva.



Sl. 276 - Metodološki dijagram formacione analize po Vassoevič-u, 1980.

Analitička i analitičko-sintetička formaciona analiza u svojoj suštini su induktivne, a sintetička i sintetičko-analitička su deduktivne. Otuda postoje i razlike između te dve grupe metodskih postupaka formacione analize, naročito u redosledu poslova. Induktivna grupa postupaka prvo podrazumeva empirijsko proučavanje svih stena na terenu pojedinačno na izdancima. Zatim se tako proučene stene spajaju u neke veće zajednice stena da bi se, na kraju, odredilo šta sve pripada jednoj konkretnoj formaciji, koliki je njen obim i gde su njene granice. Deduktivni postupci su potpuno suprotni. Oni polaze od pretpostavke da se o formacijama u geološkom iskustvu već toliko zna da one za jedno područje mogu odmah da budu izdvojene na

terenu ili na karti (što je češći slučaj). U čisto sintetičkom postupku formaciona analiza se na tome i završava. Kada je reč o sintetičko-analitičkoj metodici, međutim, tako izdvojene formacije se proučavaju analitički. Izdvajaju se u njihovim okvirima manje ili veće celine (subformacije, članovi, slojevi) i proučavaju njihov materijalni sastav i međusobne veze, odnosno struktura formacije. Na taj način se prema unutrašnjim osobinama formacije proverava da li je ona ispravno izdvojena i da li su tačno određene njene granice.

Pomenuti sintetičko-analitički metodski postupak ima sve karakteristike sistematskog prilaza u formacionoj analizi kako one proističu iz **Opšte teorije sistema Bertalanfi-a**. Pri tome, formacija se posmatra i proučava kao jedan statičan sistem, koji predstavlja jedinstvenu, autonomnu, izdvojenu i emergentnu celinu sastavljenu od većeg broja elementarnih delova, odnosno stena (Kosigin, 1970; Ivankin, 1973; Belousov, 1979; Vassoevič, 1980; Malič, 1990).

Ako se ostavi po strani pitanje kojim redosledom se izvode, pri formacionoj analizi podrazumevaju se sledeći poslovi: (1) izdvajanje i ograničavanje, (2) proučavanje građe, odnosno materijalnog sastava i strukture, (3) upoređivanje s okolnim i ostalim poznatim formacijama, (4) određivanje naziva, (5) opisivanje formacije, (6) grupisanje formacija i (7) klasifikacija formacija. Neki od ovih postupaka uspešno su razrađeni u **Internacionalnom stratigrafskom priručniku (1976)**.

11.2. IZDVAJANJE I OGRANIČAVANJE FORMACIJA

Teorijska razmatranja o izdvajanju formacija nisu završena i verovatno je da će trajati još dugo. To, međutim, ne treba da predstavlja prepreke u praktičnom izvođenju formacione analize. Naprotiv, različiti pokušaji izvođenja formacione analize treba da doprinesu unapređivanju teorije.

Deduktivni i induktivni postupci formacione analize najviše se razlikuju baš po načinu izdvajanja formacija. U okviru deduktivnog postupka formacija se apriorno izdvaja na samom početku posla kao jedinstvena celina, kako to proističe iz celokupnog našeg znanja, a induktivan postupak nalaže da se formacija izdvoji tek na kraju svih proučavanja, dakle aposteriorno.

U postupku izdvajanja formacija danas se oslanjamo na sledeća iskustva. U najprostijem slučaju formacija je homogena u celini i izgrađena od jedne vrste stena (na pr. od peščara ili krečnjaka i sl.) pa je njeno izdvajanje jednostavno. Složeniji slučaj je kada se preslojavaju ili smenjuju u sekvencama ili u raznim kombinacijama. Tada mora da se posveti posebna pažnja proučavanju SVIH vrsta stena, načinu njihovog smenjivanja i onim vezama koje objedinjavaju stene u formaciju. Pri izdvajanju formacija sa takvom građom nameće se niz teškoća, pa je onda neophodna primena određenih kriterijuma. U nekim veoma komplikovanim i nejasnim slučajevima pojavljuju se nepremostive teškoće, pa je tada dozvoljeno izdvajanje i privremenih formacija.

Znatno iskustvo o izdvajanju formacija prikupljeno je i sistematizovano od strane američkih geologa. Po američkim autorima (na pr. po **Weller-u, 1960**), koji u suštini zastupaju induktivno-deduktivnu grupu analitičkih postupaka, za izdvajanje formacija značajni su sledeći kriterijumi: (1) vrsta geološkog rada (kod detaljnih proučavanja formacije su manje i obrnuto), (2) razmera karte, (3) topografija oblasti koja se kartira, (4) tektonske osobine rejonu ili oblasti u kojoj se nalazi teren (geosinklinalni, orogeni, platformni, riftovski, i td.), (5) brojnost izdanaka, (6) namena ispitivanja, (7) profesionalni interes istraživača i (8) iskustvo geologa koji snima formacije.

Američki geolozi su istakli i niz osobina koje mogu da posluže prilikom izdvajanja formacija:

A. Opšte geološke osobine: litologija, vertikalni kontinuitet sličnih stena, lateralni kontinuitet sličnih stena, diskordantni kontakti ili druge oštre granice, nagle promene u litologiji, ritmički odnosi prema drugim formacijama, prisustvo i postojanost markirajućih slojeva i cikličnost u ponavljanju slojeva;

B. Osobine geoloških tela: hemijski sastav i mineralni sastav;

C. Pojednost u sadržaju: karakteristični fosili, vrsta valutaka, oolita i konkrecija, orijentacija kose slojevitosti, tragovi talasanja i slično, veličina i tip zrna u klastitima, teški minerali, razlike u mineralima glina, vrsta nerastvorljivog ostatka, elementi u tragovima;

D. Fizičke osobine: boja, stepen konsolidacije, postojanost na raspadanje, topografski izgled, priroda rezidualnog zemljišta, poroznost i permeabilnost, električne osobine, magnetne osobine, prenos seizmičkih talasa, radioaktivnost i termoluminescencija;

E. Interpretacione razlike: geneza i starost.

Sve navedene osobine nemaju istu vrednost i sve se ne moraju koristiti u izdvajanju svake konkretne formacije ali je svaka od njih bila korišćena u nekom slučaju za izdvajanje i korelaciju formacija. Sve, osim kategorije E, su objektivne i u manjoj meri mogu da prouzrokuju subjektivne razlike u gledištima nego interpretacione razlike.

Po **Dragunov-u (1966)**, koji je empiričar i zastupa induktivnu grupu analitičkih postupaka, granice formacija su površine na kojima se ispoljava diskontinuitet u homogenosti osobina karakterističnih za svako takvo geološko telo. Diskordancije, prekidi ili kvalitativni skokovi, pri tome, mogu da budu veoma oštro izraženi ali su u mnogim slučajevima i dosta nejasni.

Konkretne formacije odvajaju se od susednih često po naglim promenama materijalnog sastava ili strukture, što obično uslovljava njihove oštrije donje i gornje granice. U većini slučajeva povlačenje tih granica ne zadaje posebne teškoće, jer se tada koriste neke od običnih geoloških granica, koje se gotovo po pravilu poklapaju sa naglijim sedimentološkim promenama u geološkom stubu. Najpovoljniji slučaj je onda kada su donje i gornje granice obeležene diskordancijama i prekidima u sedimentaciji. Treba istaći da svaki prekid ne označava i granicu geološkog tela pošto oni

mogu da budu prisutni i u samoj formaciji. Veoma karakterističan, u tom pogledu, je slučaj sa prekidom tipa "hard-ground". Granica formacije, međutim, uvek se poklapa sa dugotrajnim regionalnim prekidima u sedimentaciji koji su nastali kao rezultat promene tektonskog režima.

Kada su u pitanju bočne granice, a u nizu slučajeva i donja i gornja granica, među susednim formacijama nije moguće povući oštru granicu, jer one postepeno prelaze jedna u drugu i međusobno se prožimaju. Tada je teško odrediti gde se tačno završava jedna a počinje druga formacija. U takvim slučajevima granice se određuju približno, na osnovu upoređenja građe susednih formacija i imaju statistički karakter. Bočne granice geosinklinalnih formacija, poprečne na njihovo generalno pružanje, mogu da budu dobro izražene zbog dosta upadljivih bitnih i naglih promena u susednim formacijama koje se zamenjuju.

Posebno treba naglasiti, zbog različitih shvatanja, da granice formacija mogu ali i ne moraju da se slažu sa površinama koje odvajaju hronostratigrafske jedinice.

Pri savremenom poznavanju geoloških formacija može se reći da se njihove granice povlače s onim stepenom sigurnosti koji je uobičajen i u određivanju granica drugih litostratigrafskih jedinica.

U zaključku ovog izlaganja može se konstatovati da je najbolje ako se formacije, na jednom terenu prvo preliminarno izdvoje, a precizno i definitivno se ograničavaju tek na kraju celog posla, kada su sva proučavanja već završena i kada su njihove unutrašnje osobine i njihov obim već dosta jasni. To je redosled postupka koji treba da bude poštovan i pri induktivnoj i pri deduktivnoj metodi.

11.3. PROUČAVANJE GRAĐE FORMACIJE

Izuzev u slučajevima kada se na već gotovim geološkim kartama izdvajaju sintetičke formacije, koje više neće biti podvrgavane daljem analitičkom ispitivanju, u svim ostalim slučajevima posle apriornog ili preliminarnog izdvajanja pristupa se proučavanju unutrašnje građe formacije.

U sklopu ispitivanja unutrašnje građe formacija ističu se tri glavna područja: (a) studija njihovog materijalnog sastava, (b) utvrđivanje horizontalnih i vertikalnih facijalnih promena i (c) proučavanje strukture (ili organizacije) formacija.

Materijalni sastav formacije proučava se uobičajenim petrografskim metodama, a kada je to neophodno onda i mineraloškim i hemijskim metodama.

U okviru formacije, na osnovu razlika u njenom materijalnom sastavu, mogu da se izdvoje njeni sastavni delovi, koji u literaturi nose različite nazive: podformacija ili subformacija (**Gorski, 1966; Hain, 1973**), gradacija (**Hvorova, 1961**), član ili sloj(evi) (**Internacionalni stratigrafski priručnik, 1976**) i facija (**Belousov, 1954; Nalivkin, 1956**). U međunarodnim razmerama, međutim, najviše se koriste odeljci pod nazivima član i sloj(evi).

Posmatrana u celini formacija je izgrađena od članova koji mogu da budu: osnovni (glavni ili obavezni) i sporedni (drugostepeni ili neobavezni). Prvi karakterišu osnovni sastav formacije, a drugi su dopunski. Osim toga, u formaciji mogu da se razlikuju, po Šatskom (1960), vlastiti ili patrijalni i tuđi ili alofilni članovi. Alofilni predstavljaju patrijalne članove u susednim bočnim formacijama koji se isklinjavaju u domenu formacije koju mi proučavamo. Patrijalni su jako razvijeni članovi i obično su osnovni a alofilni su nekada osnovni, a nekada sporedni, već prema njihovom učešću u građi formacije. Proučavanje učešća patrijalnih i alofilnih članova u susednim formacijama omogućava da se između njih povuče neka vrsta statističke granice. To je i jedini način da se susedne formacije odvoje po pružanju jedna od druge.

Raspored članova u građi formacije podložan je, pre svega, lateralnim i vertikalnim facijalnim promenama i pravilnostima. Lateralni raspored članova unutar formacije izražen je u njihovoj određenoj facijalnoj promenljivosti, odnosno podložan je osnovnim principima promena u facijalnim nizovima (reč je o **Waltherovom zakonu**). U tom pogledu, mogu grubo da se razlikuju simetričan i asimetričan raspored članova u formaciji. Idealno simetričnih formacija nema ali se ipak zapaža da smena facijalnih članova u nekim slučajevima ide od srednjih delova prema periferiji formacije. Kod drugih, češćih, raspored članova je upadljivo asimetričan, a facijalni niz se tada razvija od jednog ka drugom kraju formacije, pri čemu značajnu ulogu dobijaju alofilni članovi. Takva je većina formacija t.zv. geosinklinalnog porekla. Pod facijalnim nizom podrazumeva se niz lateralnih promena u sinhroničnim stenama koje se međusobno facijalno zamenjuju. Danas je poznato više takvih nizova: evaporiti - dolomiti - krečnjaci; glaukonitske stene - oolitsko gvožđe; konglomerati - peščari - alevroliti - glinci i td. Osim ovakvih čistih "čistih" nizova postoje i hibridni, čiji nastanak zavisi od specifičnih promena klime, paleotransporta i materijala koji se prenosi. Karakteristično je, međutim, da većina istraživača danas smatra da u prirodi nema neograničeno mnogo modela facijalnih nizova.

Vertikalni redosled članova formacije izražava se u određenoj smeni različitih tipova stena i njihovih kombinacija, i u vidu ponavljanja istih ili sličnih asocijacija stena u sekvencama i ciklotemama. U superpoziciji formacije smenjuju se nekada stene na sličan način kao i u lateralnom pravcu, pa čak mogu da imaju isti poredak i kombinaciju po Waltherovom zakonu. To stvara utisak o ponavljanju lateralnih facijalnih članova i u superpoziciji. Ipak, u građi formacije takva pravilnost se sreće samo kao ponavljanje sličnih ili bliskih ali gotovo nikada istih članova.

Pri proučavanju unutrašnje građe formacije ispituju se litološke osobine osnovnih i drugostepenih, patrijalnih i alofilnih članova i njihov raspored u okviru facijalnih i superpozicionih nizova i facijalnih kombinacija. Dobro upoznavanje građe formacije omogućava da se ispravno shvate osobine njenog unutrašnjeg integriteta i da se odrede kriterijumi po kojima se susedne formacije međusobno razlikuju, što je neophodno znati radi njihovog razgraničavanja.

Analitička ispitivanja unutrašnje građe formacija, bilo da su induktivna ili deduktivna, mogu ali ne moraju da budu praćena rekonstrukcijom sredina u kojima su one nastale, odnosno, u krajnjoj liniji ne moraju da se bave genezom formacija.

Kada proučavanja ne sadrže i taj aspekt onda su izdvojene formacije empirijske. Nasuprot tome, kada se u ova ispitivanja formacija ugrade i genetske interpretacije, onda takve formacije postaju empirijsko-teorijske i teorijske. Značajno je, međutim, da Vassoevič (1980) insistira na jedinstvu i uzajamnom preplitanju empirijskog i teorijskog proučavanja formacija od samog početka.

11.4. UPOREĐIVANJA S OKOLNIM I OSTALIM POZNATIM FORMACIJAMA

Pri izdvajanju formacija na jednom terenu veoma značajan posao je upoređivanje već proučene unutrašnje građe susednih formacija. Taj postupak omogućava da se sa više pouzdanosti obavi njihovo razgraničavanje i utvrđivanje kakve su njihove međusobne veze.

S druge strane, veoma je važno i upoređivanje izdvojenih formacija s formacijama koje su već poznate u širem regionalnom prostoru ili čak bilo gde u svetu. To je neophodno iz više razloga ali će ovde biti istaknuta samo dva. **Prvo:** ponavljanje istih ili jako sličnih formacija sa različitih mesta i iz raznih geoloških epoha predstavlja empirijski pouzdan znak da su ta geološka tela ispravno izdvojena. **Drugo:** upoređivanjem formacija iz raznih regiona i iz različitih odeljaka geološke istorije i njihovim opisivanjem obogaćuje se činjenička baza i za njihova teorijska proučavanja (reč je o identifikaciji apstraktnih formacija, sistematizaciji formacija i dr.).

11.5. NAZIVI FORMACIJA

Izdvojena formacija, radi dalje upotrebe u praksi, mora da dobije nekakav naziv ili ime. Još uvek, međutim, nije postignuta opšta saglasnost kako treba imenovati formacije ali o tom problemu postoje već određena mišljenja i praksa koji su, u tom pogledu, otišli dalje od teorije.

Po "**Stratigrafskom kodeksu**" (1933, 1961) američkih geologa svaka formacija dobija ime koje se sastoji iz dva dela: prva reč označava lokalnost u kojoj se nalazi tipski profil a druga reč vrstu stene od koje je pretežno izgrađena (na pr. **Sent Luis krečnjaci**, **Navaro alevroliti**, i td.). U slučajevima kada ni jedna stena ne preovlađuje, tada se umesto litološke oznake kao druga reč u nazivu koristi samo termin "formacija" (na pr. **Chattanooga formacija**). Ovi principi su prihvaćeni i dalje kroz niz stavova detaljno razrađeni u **Internacionalnom stratigrafskom priručniku** (ed. **H. Hedberg**, 1976). Zanimljivo je da su sličan predlog napravili, ali bez detaljnog obrazloženja, i dvojica ruskih geologa (**Heraskov**, 1952; **Dragunov**, 1968).

U ruskoj literaturi formacije se drugojačije nazivaju. Među ruskim istraživačima, znatan broj smatra da formaciju treba nazvati samo prema glavnim i/ili karakterističnim petrografskim članovima od kojih je izgrađena. Tako su do danas u praksi korišćeni nazivi: konglomeratsko - peščarska, peščarska, peščarsko - alevrolit-

ska, argilitiska, peskovito - argilitno - aspidna, flišoidna, molasna, crvena molasna, peskovito - glinovito - ugljonošna, evaporitska, karbonatno - terigena, glinovito - dolomitska, krečnjačka, krečnjačko - rožnačka, sedimentno - piroklastična, vulkano-geno - terigena i dr. formacije. Kada se u ovim nazivima nalazi termin "terigeni", onda on nema samo genetski smisao nego se upotrebljava više kao širok naziv, koji obuhvata neizdiferencirane nekarbonatne klastite. Ovakav pristup imenovanju formacija nosi jak pečat čiste empirijske formacione analize.

U upotrebi je još jedna vrsta naziva za formacije u kojoj se pominju: peskovita - morska, glinovito - peskovita aluvijalna, glinovito - ugljonošna močvarna, paralska ugljonošna formacija i druge. Iz tih naziva se vidi da ih autori upotrebljavaju u isto vreme i u paragenetskom i u genetskom smislu. Oni su karakteristični za empirijsko-teorijske i teorijske formacije.

U ovom momentu ne bi se moglo reći da su svi ovi navedeni načini imenovanja formacija podjednako dobri ili da je neki od njih bolji od ostalih. Svaki od njih ima svoje dobre strane. Tako, na primer, za konkretne formacije, naročito u stratigrafiji i regionalnoj geologiji, verovatno će biti najbolji način imenovanja prema **Internacionalnom stratigrafskom priručniku (1976)**. Međutim, u petrografiji i hidrogeologiji bolji će biti drugi navedeni način a u minerageniji verovatno treći. Ima se utisak da će svaka od disciplina Formacione geologije ili nekoliko njih zajedno imati potrebu za nekim svojim specifičnim imenovanjima formacija.

11.6. OPISIVANJE FORMACIJA

Pošto je formacija dovoljno proučena pristupa se njenom opisivanju. Taj posao može da se izvede u vidu strogo formalizovanog ili neformalizovanog opisa jedinica ili u obliku kratkih odgovora na postavljena pitanja u rubrikama specijalnih obrazaca, koje propisuju nacionalne službe za stratigrafsku nomenklaturu. U svim slučajevima, međutim, prema **Internacionalnom stratigrafskom priručniku (1976)** opis jedinice treba da sadrži niz obaveznih podataka, posebno ako se pristupa i proceduri za uspostavljanje i formalne litostratigrafske jedinice pred nadležnom nacionalnom službom. To su:

- (a) **Ime.** Poreklo imena i tipska lokalnost ili geografsko područje.
- (b) **Tip i rang jedinice.** Navodi se da li je reč o formaciji ili o njenim delovima ili grupi formacija.
- (c) **Istorijska osnova.** Pominje se autor jedinice, citira se prvi opis jedinice i njen predhodni tretman, sinonimika, prioritet i garancije da navedeni naziv jedinice nije već u upotrebi.
- (d) **Stratotip.** Kada se prvi put opisuje onda sadrži: detaljne podatke o geografskom položaju (karta, skica) sa koordinatama; zatim detaljan geološki opis jedinice (debljina, petrografija, paleontologija, mineralogija, struktura, morfološki izgled i dr.) sa pratećom grafikom (profili, stubovi, fotografije); detaljan opis granica (stratotipovi granica, diskordancije, prekidi, markeri) i kratak prikaz susednih jedi-

nica i sredina nastajanja. Kada se jedna formacija ponovo opisuje, ali izvan stratotipskog područja, onda se navodi samo ono što je potrebno.

(e) **Regionalni aspekt.** Rasprostranjenje jedinice, geomorfološki izgled, promene debljine, bočne facijalne promene, regionalni stratigrafski odnosi, odnosi sa drugim tipovima stratigrafskih jedinica; tipovi granica izvan tipskog područja i dr.

(f) **Geneza.** Kada je moguće saopštavaju se uslovi pod kojima su nastale stene u jedinici i kakav to značaj ima za paleogeografiju i geološku istoriju.

(g) **Korelacija sa drugim jedinicama.**

(h) **Geološka starost.**

(i) **Literatura.**

Kada se jedinica opisuje samo na osnovu podataka iz bušotina (t zv. pod-površinska jedinica), onda se uz sve pomenute dodaju i podaci o bušotinama, geološkim stubovima, geofizičkom karotažu i mestu gde su deponovana jezgra.

11.7. GRUPISANJE FORMACIJA

Formacije u prirodi nisu same već se javljaju u manjim ili većim homolognim grupama. U tim grupama one čine formacione nizove i formacione komplekse (Solovev, 1975). Formacioni kompleks je supersloženi agregat, koji je uvek razvijen u okvirima nekih većih delova osnovnih struktura zemljine kore (ostrvski lukovi, marginalna mora, sineklize, orogeni i dr.) i određen je njihovim tektonskim režimom. U kompleksima formacije su grupisane u lateralne i vertikalne nizove, u kojima one imaju pravilan razmeštaj zavisano od istorije strukture. U vezi s tim otkriveno je do danas nekoliko tipičnih vertikalnih formacionih nizova. U unutrašnjim Dinaridima, na primer, takav vertikalni niz sastoji se od porfirit - rožnačke formacije, zatim od asocijacije karbonatnih formacija, pa od flišnih formacija i, konačno, od donjih i gornjih molasnih formacija.

Treba napomenuti da u vertikalnim nizovima, formacije mogu da budu razdvojene i prekidima za razliku od lateralnih nizova u kojima se često zapažaju njihovi postepeni prelazi.

Internacionalni stratigrafski priručnik (1976) sankcioniše da formacije mogu ali i ne moraju da se povezuju u veće jedinice koje se nazivaju: grupe. Te jedinice dobijaju, takođe, posebne geografske nazive i u suštini, predstavljaju manje ili veće formacione nizove, što zavisi od osobina tih formacija i shvatanja autora.

Napravljeni su pokušaji još složenijeg grupisanja formacionih agregata. Po Abramović-u i Gruzi (1972) kompleksi formacija mogu da se povežu u "grupu kompleksa" ili "niz kompleksa", što se primenjuje na stene nastale tokom etape ili stadijuma jednog tektomagmatskog ciklusa, ili "serije kompleksa" koje obuhvataju sve stene jednog tektomagmatskog ciklusa. Danas još nisu dovoljno jasne prednosti izdavanja takvih supersloženih tela, jer to tek treba da pokaže praksa.

11.8. KLASIFIKACIJA FORMACIJA

Kao i svaki drugi objekat proučavanja, formacije mogu da se klasifikuju prema bilo kojoj morfološkoj ili genetskoj osobini u zavisnosti od shvatanja autora i ciljeva proučavanja. U svakom slučaju, formacije treba da budu klasifikovane prilikom njihovog ispitivanja, jer to predstavlja važan izvor znanja o samim formacijama. To naročito ističe njihove opšte i bitne osobine i određuje njihove međusobne odnose i veze.

Po **Hain-u (1973)**, ako se posebno klasifikuju sedimentne ili vulkanske i plutonske formacije, onda može da bude nekoliko klasifikacija. Tako, na primer, sedimentne mogu da se dele na kontinentalne, morske i lagunske, zatim na aridne, humidne i ledničke ili na terigene, glinene, karbonatne, silicijske i evaporitske, a magmatske formacije mogu da se sistematizuju po hemijskom sastavu magme, načinu utiskivanja u zemljinu koru i td. **Hain**, pri tome, univerzalni značaj daje klasifikaciji po tektonskim uslovima nastajanja formacija.

Dragunov (1968, 1971) jasno odvaja sistematiku formacija i razne njihove pomoćne klasifikacije. U sistematici se nalaze: vrste, rodovi, familije, klase i tipovi formacija koje se međusobno razlikuju po materijalnom sastavu i strukturi, odnosno po vrstama stena od kojih su izgrađene i načinu njihovog grupisanja. Ovaj autor je konstatovao da postoji i više pomoćnih klasifikacija, koje mogu biti: situacione, istorijske, morfološke, mineragenetske i dr. Tako, na primer, situaciona klasifikacija odvaja geosinklinalne i platformne formacije; geotektonska - formacije stabilnih platformi, mobilnih platformi, miogeosinklinala, predgornih depresija, eugeosinklinala i intramontanih basena; paleogeografska - morske i kontinentalne; paleoklimatska - aridne, humidne i ledničke; istorijska - dorifejske, bajkalske, kaledonske, hercinske i alpijske; morfološka - izometrijske, prostrane i linearne; mineragenetska - jalove, rudonosne i rudne i td. Značajno je, međutim, da sve ove klasifikacije ne mogu da zamene osnovnu sistematiku formacija upotrebljivu u globalnim razmerama. Takva sistematika mora da se zasniva na najvažnijim osobinama formacija, a to su njihov petrografski sastav i struktura. Ovaj važan princip istaknut je jako i od strane **Berger-a (1968)**. Takva osnovna sistematika formacija još nije napravljena, što nije čudno, jer je to osobina svih mladih nauka.

11.9. LITERATURA

- Abramović, I. I. & Gruza, V. V. 1972: Facijalno - formacioni analiz magmatičeskih kompleksov. Nedra. Leningrad.
- American Commission on Stratigraphy Nomenclature. 1961: Code of Stratigraphic Nomenclature. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 45, 645-660.
- Belousov, V. V. 1954: Osnovnie vaprosi geotektoniki. Gosgeolizdat. Moskva.
- Belousov, A. F. 1979: Sistemni analiz v naukah o Zemlje. Geologija i geofizika. Moskva, No. 9, 3-12.

- Berger, M. T. 1968: Principi videlenija i klassifikaciji geologičeskih formacii i sootnošenija ih s facijami. Geologičeskie formacii, VSEGEI, Leningrad, 57-59.
- Committee on Stratigraphic Nomenclature. 1933: Classification and nomenclature of rock units. Bull. Geol. Soc. America. vol. 44. pt. 2, 423-459.
- Dewalque, G. 1881: Sur l'unification de la nomenclature geologique. Compte rendus Congr. Intern. Geologique. Bologna, 549-559.
- Dragunov, V. I. 1966: K terminologii formacionnih podrazdelenii. Osodočnie i vulkanogenie formacii. Trudi VSEGEI, t. 128, Leningrad, 36-47.
- Dragunov, V. I. 1968: Osnovnie ponjati o geologičeskih formacijah. Geologičeskie formacii, VSEGEI, Leningrad, 21-27.
- Dragunov, V. I. 1971: Učenie o formacijah. Trudi Vesegei, nov. ser. No. 177, Leningrad, 153-163.
- Dragunov, V. I. 1990: Ponjatije o paragenezise i stanovljenije foraciologii i formacionnoi geologii. U: Geologičeskie formacii i zakonomernosti razmeščenija poleznych iskopaemih. Nauka, Moskva, 11-29.
- Füchsel, G. Ch. 1761/1762: Historia terrae et maris ex historia Thuringiae per montium descriptionem. Actorum Academiae Electoralis Moguntanae Scientiarum utilium. Erfordae, t. II. 1761, t. II, 1762.
- Geologičeskie formacii. 1968: Materiali k soveščeniju, VSEGEI. Leningrad.
- Ginzburg, A. I. & Rodinov, G. G. 1960: O glubinah obrazovanja granitnih pegmatitov. U: Geologija rudn. mestoroždenii. Nedra. Moskva.
- Gorskii, V. P. 1966: Strukturno - formacionnie podrazdelenija Zapadno - Uraljskogo (Preduraljskogo) progiba. U: Osadočnije i vulkanogennie formacii. Nedra. Moskva. 73-79.
- Grubić, A. & Obradović, J. 1975: Sedimentologija. Građevinska knjiga, Beograd, 302-331.
- Grubić, A. 1985: Formaciona geologija. Zapisnici Srpskog geološkog društva za 1984. Beograd, 151-159.
- Grubić, A. 1987: Formaciona analiza kao savremena metoda geoloških istraživanja. Tehnika, nauka, inženjering, Energoinvest, br. 27. Sarajevo, 41-46.
- Grubić, A., Vakanjac, B. & Antonijević, I. 1974: Geološke formacije i formaciono - metalogenetska analiza. Zbornik radova RGF-a, sv. 17. Beograd, 31-54.
- Hain, V. E. 1950: O nekotarih osnovnih ponjatijah v učenii o facijah i formacijah. Bjulten Moskov. Obščestva ispit. prirodi, ot. geolo., t. XXV, vip. 6. Moskva, 3-28.

- Hain, V. E. 1959: Analiz formacij kak metod paleotektoničeskogo issledovanija. Ibid, t. XXXIV, vip. 2. Moskva, 3-18.
- Hain, V. E. 1973: O nekotorih spornih voprosah i trudnostjah formacionnogo analiza. U: Problemi magmatičeskoj geologii. Nauka. Novosibirsk.
- Hain, V. E. 1980: Učenie o formacijah na savremennom etape. Izvestija Akad. nauk SSSR, ser. geol., No. 11. Moskva, 5-18.
- Hedberg, H. (ed.), 1976: International stratigraphic guide. International Subcommission on Stratigraphic classification of IUGS Commission on Stratigraphy. New York, London, Sydney, Toronto.
- Heraskov, N. P. 1952: Geologičeskie formacii (opit opredeljenija). Tektonika i formacii. Nauka, Moskva. 12-32.
- Hvorova, I. V. 1961: Fliševaja i nižnemolassovaja južnogo Urala. Trudi Geol. inst. Akad. nauk SSSR, vip. I 37. Moskva.
- Ivankin, P. F. 1973: O sistemnom podhode v geologičeskih issledovanijah. Sovjetskaja geologija, No. 8. Moskva, 3-15.
- Janev, E. N. & Malič, N. S. 1968: Klassifikacija osadočnih formacij. Geologičeskie formacii. VSEGEI. Leningrad, 51-54.
- Keferstein, Ch. 1840: Geschichte der Geognosie. Halle.
- Ken, A. N. 1968: Formacionni analiz - osnov metallogeničeskih issledovanii. Geologičeskie formacii, VSEGEI. Leningrad. 134-136.
- Kormilicin, V. S. 1968: Obščije principividenija magmatičeskih rudnih formacij v zonah mezozojskoj tektoničeskoj aktivizacii Zabajkalja. Ibid, Leningrad. 144-145.
- Kosigin, Ju. A. 1970: Metodologičeskie voprosi sistemnih issledovanii v geologii. Geotektonika, No. 2. Moskva, 20-29.
- Krašeninnikov, G. F. 1968: Principi videlenija i klassifikacii osadočnih formacij. Geologičeskie formacii VSEGEI. Leningrad, 13-16.
- Kuznecov, Ju. A. 1964: Glavnie tipi magmatičeskih formacij. Nedra. Moskva.
- Lyell, Ch. 1866: Principles of Geology. IX Ed. London.
- Malič, N. S. 1990: Formacionni analiz v sisteme regionalnih geologičeskih issledovanii. U: Geologičeskie formacii i zakonomernosti razmeščeniya poleznih iskopaemih. Nauka. Moskva, 95-99.
- Materiali Novosibirskoi konferencii o geologičeskih formacijah. Novosibirskoe knjiž. izdat. t. I. 1955.
- Muratov, M. V. & Ceisler, V. M. 1968: Osadočnie i vulkanogenie formacii skladčatih geosinklinalnih pojasov. Bjuften Moskov. Obšč. ispit. prirodī, otd. geolog., t. 43. No. 5. Moskva, 5-22.

- Nalivkin, D. V. 1956: Učenie o facijah. Izdat. Akad. nauk SSSR. Moskva.
- Nemcovič, V. M. 1969: O videlenii i klassifikacii geologičeskih formacij. Izvestija Akad. nauk SSSR, ser. geol. 1969, No. 10. Moskva, 142-147.
- Popov, V. I. 1959: Geologičeskie formacii - estestvenno istoričeskie soobščestva genetičeski svjazanih gornih porod. Uzbek. gos. univers., t. I i II. Samarkand.
- Popov, V. I. 1966: Opit klassifikacii i opisaniya geologičeskih formacij. Nedra. Moskva.
- Popov, V. I. 1968: Facijalno - petrografičeski princip videlenija formacij i ih klassifikacija. Geologičeskie formacii, VSEGEI. Leningrad, 16-18.
- Reuss, F. A. 1805: Lehrbuch der Geognosie. Zweiter Band. Jacobaer. Leipzig. 146-185.
- Ruhin, L. B. 1961: Osnovi Litologii. Gostoptehizdat. Leningrad.
- Rundkvist, D. V. 1972: Formacionni analiz pri prognozirovannii mestoroždenii. U: Itogi Soveščanija po probleme osnov naučnogo prognoza mestoroždenii i nerudnih poleznih iskopaemih. Izdat VSEGEI. Leningrad.
- Solovev, V. A. 1975: Tektonika kontinentov. Habarovs.
- Strahov, N. M. 1956: Tipi osadočnogo processa i formacij osadočnih porod. Izvestija Akad. nauk SSSR, ser. geol. No. 5 i 6. Moskva.
- Šatskii, N. S. 1954: O geologičeskih formacijah. Izabranie trudi, t. III. Moskva, 1965. 7-12.
- Šatskii, N. S. 1959: Osadočnie formacii. Ibid. Moskva, 1965. 175-184.
- Šatskii, N. S. 1960: Paragenezisi osadočnih i vulkanogennih porod i formacij. Ibid. Moskva, 1965. 153-174.
- Tihomirov, I. N. 1990: Ob unifikacii podhodov k videleniju i sistematike geologičeskih formacij. U: Geologičeskie formacii i zakonomernosti razmeščeniya poleznih iskopaemih. Moskva, 86-89.
- Vassoevič, N. B. 1948: Evolucija predstavlenii o geologičeskih facijah. Litologičeski zbornik, No. 1. Leningrad, Moskva. 13-43.
- Vassoevič, N. B. 1980: Ot redaktora. U: Tipi osadočnih formacij neftegazonosnih basenov. Nauka. Moskva, 3-18.
- Voronin, Ju. A. & Eganov, E. A. 1968: K postrojeniju formalnih osnov učenija o formacijah. Geologičeskie formacii VSEGEI. Leningrad, 38-45.
- Voronin, Ju. A. & Eganov, E. A. 1968a: Voprosi teorii formacionnogo analiza. VINIGI. Novosibirsk.
- Werner, A. G. 1791: Neue Theorie von der Entstehung der Gänge. Freiberg.

Weller, J. M. 1960: Stratigraphic Principles and Practice. Harper. New York.

Zaborodin, V. Ju., Kosigin, Ju. A. & Solovev, V. A. (ed.) 1982: Geologičeskie formacii. Tom I i II. Nedra. Moskva.

Zittel, K. A. 1899: Geschichte der Geologie und Paleontologie. Munchen und Leipzig.

INDEKS POJMOVA

A		B	
abiogene teksture	79	Bafflestone	36, 37, 318
abisalna ravnica	374	bahamiti	327
abisalno dno	375	Bahamska karb. platforma	333
aerometrisanje	158	ball and pillows	98
afanatična struktura	32	barhani	111, 265
aglomerati	20, 32	barhanske dine	266
akcesorni minerali	21	barijerni sprudovi	322
albit	20	barit	29
alevrit	27	batijalna zona	
alevrolit	27	batimetrijska zonacija biogenih	
algalni boudnstone	35, 36, 37	teks. oblika	123
Alodapik	34	bemit	171
alohemi	38	Berea peščari	247
alohemijske stene	38	berm	296
alohemijski krečnjak	35, 38, 356	bišofit	54
alotoni podsistem	309	bikonkavan oblik slojeva	61
alotigena zrna (minerali)	20, 21	Bindstone	36, 37, 318
aluvijalna ravnica	243	biogene teksture	79
aluvijalne naslage	19	biogeni tekturni oblici	27, 29, 41
aluvijalne lepeze	17, 19	biohemijske stene	14
aluvijalni šljunkovi	17	biohemijski procesi	307
amfiboli	162, 170	bioherma	34, 40, 316
amiktna jezera	249	biolititi	38, 39, 42
anaerobni uslovi	28	biomikrit	38, 40
anatas	162	biosparit	38, 40
andaluzit	162	biosparrudit	40
anhedralni kristalni oblik	75	biostroma	39, 40, 316
anhidrit	54, 302	biotit	162
anhidritizacija	47	bioturbacija	27, 121, 122, 124
ankerit	51	boksiti	170, 171
antidine	93, 175	bolsoni	262
apatit	52, 162	bombe	31, 32
aragonit	42	botomset	251, 281, 284
aragonitski mulj	35	Boumini simboli	212
aridna klima	168	Boundstone	35, 36, 37
aridne oblasti	181	brakične lagune	301
aroke	22, 23, 24	brežuljkasta kosa slojevitost	33, 114
ash flow (tečenje pepela)	33	breče sabijanja	20
asimetričnost	54, 153, 155	breče obrušavanja i kliženja	19
atol	321	breče rasedanja i ubiranja	20
autigene Fe-Mn kore	372	breče rastvaranja	20
autigeni minerali	20, 27, 29, 162, 205, 366,	bromoform	20
autohtone sprudne stene	38	brukit	162

C			
cement u osnovi	161	dijatomi	50
cementacija	45, 193	diamiktna jezera	249
cijanobakterije	40	diskoidalni oblik valutaka	145
ciklostratigrafski pravac	4	dismikrit	38
ciklus	66	dispergovanje	141
ciklostratigrafske analize	3	disperzija	141
cirkon	162	disten	162
crna zemlja	168	dna kanala	289
crni mulj	364	Doeglas-ova metoda	158
crni škriljci	28	dolomitičan krečnjak	34
crveni permski peščari	27	dolomitizacija	47, 48
crveni nodularni krečnjaci	334	donji interval paralelne laminacije	65
		Dott-ova kl. peščara	22
Č		drajfne struje	343
Čester serija	66	drift	270, 271
čelo delte	284	drobina	17
černozjom	168	družni mozaični cement	45
		družni fibrozni cement	45
D		dubokomarinski sedimenti	2, 26
debljina sloja	210	dubokomorska glina	342
dedolomit	50	dubokookeanski tokovi	182
dedolomitizacija	50	Dunham-ova kl. krečnjaka	35, 36, 37
defterogene stene	13		
dehidratacija	194	DŽ	
delta	281	džespiliti	51
delta Nigera	281		
deltna ravnica	284	E	
delti tip cikloteme	68	egzogene stene	14
dendroidi	70	egzogeni sedimenti	15
deponat	189	egzoglifi	79
deponati kanala	235	Eh	184, 187
deponati klastičnog čela	235	ekonomska geologija	5
deponati pokrovnih tokova	235	eksperimentalna sedimentologija	4
desikacione pukotine	168	eksterna slojevitost	17, 60
desikacione breče	19	ekstraformacione breče i	
destrukcione delte	286	konglomerati	18
destruktivna margina	24	ekstraklasti (litoklasti)	38
detaljni stubovi	207	električni otpor stena	204
dezintegracija	141	eluvijalni horizont	166
diaglifi	78	Embry-Klovan-ova klasifikacija	37, 38
diamiktiti	19, 186	endogene stene	14
diferencijalna submarinska		endogeni sedimenti	15
cementacija	41	endoglifi	79
dijagenetski sklop	45	englacijalni deponat	271
dijagenetski teksturni oblici	79	eolske konusne tvorevine	102
dijageneza tonjenja	30	eolski transport	181
dijatomejska zemlja (kiesegur)	50	epeirička platforma	329
		epidot	162

epiklastični sedimenti (stene)	15, 31	Framestone	36, 37, 318
epikontinentalno more	366	freatska zona	44
epikratonski baseni	190	Froudov broj	174
epilimnion	249		
epoksi smole	159, 160	G	
epsomit	54	geode	126
eratički blokovi	271	geohemija	5
erozija	165, 166	geohemijska granica	187
erozioni tabularni set	107	geohemijska korelacija	205
erozioni kanal	17, 87	geološka klasifikacija pora	43
eroziona kašikasti set	107	geološki kompas	59
eskeri	271	geološki stub	207
eugeosinklinale	24, 190	geometrija basena	392-399
eugeosinklinalni greben	190	geometrijska kl. lamina i setova	104
euهدralni kristalni oblik	75	getit	51
euksinska facija	364	gigantski tragovi talasanja	93
evaporitsko crpljenje	48, 49	gips	302
		glacijacija	270
F		glacijalni sedimenti	171
facija	233, 392-399	glaukonit	21, 29
facijalne karte	219	glečeri	171
fekalni peleti	35, 39	glineni sedimenti	14
feldspati	20, 170	glinoviti laporac	29
feldspatske gravuake	22	gliptomorfoze	101
fenestralna tekstura	41	gnajsevi	20
fenoklasti	19	gornji interval paralelne laminacije	65
Fi skala	151	gradacija	33
filareniti	22, 23	gradaciona slojevitost	106
filosilikati	29	gradacioni set	107
flazer laminacija	115	gradacioni interval	65
fliš	3, 65, 81, 82, 377, 378	Grainstone	36, 37
flišna serija	24	granati	20, 162, 167
flint	51	granitski grus	167
Floatstone	36, 318	granularni cement	45
fluidizovan tok	346	granularno tečenje	347
fluidizovano tečenje	348	granulometrijski sastav	21
Folkova kl. krečnjaka	38	graptolitski škriljci	28
foramol asocijacija	314	gravuake	23, 24
formacija Komše	312	gravitacioni stres	19
formacija Kladnice	247	gravitacioni tokovi	19, 41, 346, 347
formaciona analiza	3, 406	gravitaciono tečenje sedimentata	346
formacioni pravac	4	Green River formacija	252
forset	251, 281, 284		
fosfati	3	H	
fosfatne konkrecije	53	halit	54, 302
fosforiti	52	heksagonalni kristalni oblik	75
fosili	292-400	hematit	51, 162
fosilna zemljišta	168	hemijska kl. neklastičnih sedimentata	187

hemijske stene	14	intertajdal (litoral)	40
hemijski dijagenetski procesi	43	interval talasaste laminacije	65
hemijski teksturni oblici	27, 29	intraformacione breče	19
homogene stene	14	intraformacioni konglomerati	17
heterolitička litofacija	307	intraklasti	38
hibridni sedimenti	15	intrakratonski baseni	190
hidrargilit	171	intramikrit	38
hidratacija	170, 194	intrasparit	38, 40
hidroliskunska grupa	29	istorijsko litogenetski pravac	4
hidrolizati	15	isušivanje	19
hidrometrisanje	158	izasprudne sredine	320
hipabisalni	25	izdvajanje slojeva	62
hiperglifi	78, 79	izdvajanje slojeva po sortiranosti	62
hiperpiknalni tok	282	izdvajanje slojeva po uklopcima	62
hipersalinske lagune	301	izdvajanje slojeva po unutrašnjoj građi	62
hipolimnion	249	izohemijski procesi	43, 44
hipopiknalni tok	282	izolovana platforma	329
histogrami	150, 151	izolovani peščani talasi	
Hjulstromov dijagram	176, 177		
hladni les	276		
hlorazon asocijacija	314	J	
hlorit	28, 30	jurska ruda gvožđa - tip Mineta	51
hloroalgalna alocijacija	314		
homopiknalni tok	282	K	
horizont alteracije	167	kašikasta kosa slojevitost	107
Hornbrook formacija	26	kalcilutiti	34, 35, 42
hrom	52	kalijske soli	53
humidna plavinska lepeza	239	kalkareniti	34, 35, 42
humidna klima	168	kalklititi	22
humifikacija	253	kalkrit (kaliće)-karbonatne kore	47, 168
huminske kiseline	166	kalkruditi	34, 42
		kami	271
I		kaolinitna grupa	28, 29, 30, 170, 171
ignimbriti	33	kapilarna koncentracija	48
ihnofacije	121, 124	karbonati	21
ilit	28, 29, 30, 170	karbonatizacija	171
ilmenit	162	karbonatne stene	14
imbriacija	17, 116, 117	karbonatni pelaški mulj	364, 372
impregnacija	159	karnalit	54
index izduženosti	77, 147	karta izolita	222
index porekla	21	karta pesak-glina odnosa	224
index simetrije	91	karta paleotokova	119
index talasa	91	kasiterit	162
index zakrivljenosti	242	kasnodijagenetska dolomitizacija	50
index zaobljenosti	147	katageneza	194
index zrelosti	21	kataglifi	78
inlandajs	270	kataklastični sedimenti	15
instrativna faza akumulacije	235	kerogen	28
		klasifikacija breča i konglomerata	18

klasifikacija kose slojevitosti	108	koradni sprudovi	2
kl. mešavine šljunka i peska	16	kore raspadanja	168
kl. nekih modela paleotokova	120	korelacija	413
kl. piroklastičnog debrisa	32	korelacioni pravac	4
kl. pora u karbonatnim stenama	43	koriolisov efekat	343
kl. primarnih neorganskih teks. oblika	80	korozioni cement	161
kl. sedimentnih stena	15	korund	162
kl. slojevitosti prema debljini	69	kosa sloj. kont. naslaga	110
kl. stilolita	128	kosa sloj. prelaznih i marinskih naslaga	113
kl. teksturnih oblika	79	kosa slojevitost fluvio-glacijalnih naslaga	111
kl. tufova	33	kraton	190
klastične sed. stene	13, 14, 27	kristalizacija soli	169
kliženja	346	kristaloklastični tuf	33
klinasto merilo	143	kristalovitroklastični tuf	33
koštani fosforiti	43, 53	kristobalit	50
koeficijent sortiranosti	153	kriva učestanosti	150
koeficijent klastičnosti	223	kružni dijagram	119
kokine	40	krupice	17
kokinit	47	krupno mozaični cement	45
kolapsne breče	20	krupnozrni pepeo	32
kolizioni šavovi	26	kumulativne krive	151, 153
kolofan	52	kupusni list (tekstura)	87
kompakcija	193	kurtozis	154, 155
kompenzaciona dubina kalcita (CCD)	349, 350	kvalitativne litofacijalne karte	220
kompenzaciona dubina aragonita (ACD)	349	kvantitativne litofacijane karte	220
kompenzacione (apveling) struje	343	kvarcareniti (ortokvarciti)	21, 22, 24
kompletna Boumina sekvenca	65, 106	kvarciti	19
kompletna turbiditna sekvenca	65	kvarcvače	22, 24
kompozitna zrna	20	kvartiranje	40
konkavan oblik slojeva	61		
konkreције	27, 41, 125, 126	L	
konkreциони fosforiti	53	laboratorijske metode ispitivanja	4
konstrativna faza akumulacije	235/6	lag	243
konstrukcione delte	286	lahari	33
kontaktni cement	161	laki minerali	305
kontinentalna pasivna margina	335	lakiranje	150
kontinentalna padina	341	lamina (slojić)	61
kontinentalni blokovi	25, 26	laminacija	105
kontinentalni pojas	13	laminarno kretanje fluida	172
kontinentalni prag	53	laminirana šljunkovito muljevita stena	19
konturni tokovi	182	laminirani tok	172
konus u konusu	41, 127, 193	lapili	32
konveksan oblik slojeva	61	lapiliti	32
konveksno-konkavan oblik slojeva	61	lapilitski tufovi	32
konvolucija	98	laporac/ci	28, 29
koralna bioherma	40	laporovita glina	29

pelet	38, 39	Poin formacija	247
peliti	14, 27	pojas	70
pelitoliti	14	pokrov	70
pelitski interval	65	polaritet	117
pelmikrit	38	poliesteri	160
peloidi	39, 326	polihalit	54
pelsparit	38, 40	polikristalna zrna	20, 23
periglacialni deponati	272	polikristalni kvarc	25
perikontinentalno more	306	polimerizam	194
peritajdalni ciklusi	19	polimiktna jezera	249
perkolacija	168	poprečna dina	266
peskovita litofacija	241	porcelanit	51
pestrativna faza akumulacije	235	porni cement	161
petrografija	2	porni prostor	24
petrografski preparat	161	poroznost	43
petrološka korelacija	203	poslepovodanske lokve	244
petrologija	1	postdepozicioni teksturni oblici	80
petrologija sedimentnih stena	1, 2, 3	postepozicioni baseni	188
petromiktne konglomerat	17, 19	potopljena platforma	329
pH	184, 187	povlata	69
piedmonski tip cikloteme	68	povratno strujanje	48, 49
pipet metoda	158	povremena (efemerna) jezera	250
piramidalne dine	266	pozitivna sekvenca	65
pirit	28, 29, 51, 162	praškaste stene	27
piroklastične breče	20	precipitati	15
piroklastični sedimenti	15	pregledni stubovi	207
piroklastični materijal (stene)	31, 32	prelivni lukovi	325
pirokseni	162	primarna poroznost	43
pizoidi	42	primarni teksturni oblici	79
plažit ("beach rock")	304	primarni singenetski dolomit	48
plagioklasi	27	primenjena sedimentologija	3, 4
plaja	250, 263	primorske dine	296
planarna kosa slojevitost	107	prizma	70
plastiklasti (mud pebbles)	38	prodelta	284
platykurtic	154	prolomske lepeze	244
plimatska struja	19	protodolomiti	50
plimatske mene	306	protogene stene	13
plimatski tok	182	prstenaste dine	266
plimatski kanali	292	prudovi	340, 341
plimatski prudovi	289	prva kvartila (Q ₁)	151
plimski	280	psamiti	14, 20
ploča	70	psamitoliti	14
pločast oblik valutaka	145	psefiti	14, 16
pluton	25	psefitoliti	14
podina	69	pseudonodule	98
podivljale reke	240	pseudooliti	35
podsol	168	ptičja noga	285
podvodna kliženja	345	pukotine isušivanja	27, 101
pogrebena zemlja	278		

	R		
radijalna građa ooida	42	sedimentni baseni	188
radiolarijska zemlja	50	sedimentni budinaž	64
radiolarit	50	sedimentni ciklus	165
rampa (karbonatna)	329	sedimentološka korelacija	203
ranodijagenetska dolomitizacija	48, 49	sedimentološko stadijalni pravac	4
ranodijagenetski proces	44	seif dine	112
rastvaranje silicije	185	sekundarni teksturni oblici	79
rečno korito	243	sekvenca	64
recikrirani orogen	26	seladonit	51
redukcija	194	selektivni sklop	43
regeneracioni cement	161	selen	52
regionalno sedimentološki pravac	4	separacija teškim tečnostima	162
regolit	35	separacija mag. i ele. mag	162
regresevne (agradacione) sekvence	311	septarije	126
regresivna barijerna ostrva	295	sericit	170
regresivna sabka ciklus	54	setovi lamina	104
rekognosciranje terena	59, 208	sfen	162
rekristalizacija	46	sferičnost	75, 144, 147
resedimentacija	41, 53, 328	sferoidalan oblik valutaka	145
resedimentovani karbonati	328	SH-tip stromatolita	40, 41
Reynoldsov broj	172, 174	siderit	51
rezidijum	19, 170	sigmoidaln oblik slojeva	61
rezidualni sedimenti	15, 170	silicijski organizmi	184
rezistati	15	siliciozni glinci	51
riftovi	191	silifikacija	46
ritmična smena slojeva	63	silimanit	162
rožnaci	24, 25, 26, 51	silkret	168
rov (trog)	190	silvin	54
rozete	118	sindepozicioni baseni	188
Rubey-ov zakon	175, 176	sindepozicioni teksturni oblici	80
rudistna biostroma	40	singlifi	78
ruditi	14, 16	sintaksijalni cement	45
Rudstone	36, 37, 318	sitnozrni vulk. pepeo	32
Ruhinov dijagram	156	sjajni škriljci	380
rutil	162	skala zaobljenosti	146, 179
		slana jezera	251
		slatkovodna jezera	251
		sloj	61
	S	slojeviti fosforiti	53
sabka	48, 250	smektitska grupa	29, 32
salina	48	smicajni napon	173
saltacija	158, 172, 178, 179	sočivast oblik slojeva	61
sandr	271	sočivasta laminacija	115
sapropelizacija	253	sona doma	54
Scalby formacija	247	sortiranost	153, 155
seš oscilacije	248	sparitski cement	38, 39
sedimenti kont. margine	342	speleotemi	47
sedimentna lineacija	103	spikulit	51
sedimentne rude gvožđa	3		

sprud	316	teški minerali	21, 23, 27, 28
sprudni humovi	322	tečenje debrisa	184
sprudna kresta	321	tečenje drobine	347
sprudna terasa	321	tečenje sedimenata	184
sprudni detritus	322	tečenje zrna	184
sprudno čelo	321	tekstura podvodnog kliženja	99
sprudotvorci	321	tekstura "ptičje oko"	41
srebro	52	tekstura zdele (dish structure)	90
srednja veličina zrna	151, 155	teksture dna (bottom structures)	79
stalna jezera	250	teksture mehaničkog utiskivanja	97
staurolit	162	teksture obrnutog utiskivanja	96, 97
stenohalinski beskičmenjaci	311	teksturni oblici nastali podvodnim kliženjem	99
stepen konsolidacije	21	tektonika	392, 400
stiloliti	41, 127, 128	tektonske breče	20
Stoksov zakon	158, 175, 176	tektonski baseni	188
stratifikovana jezera	248	terenske metode ispitivanja	4
stratigrafija	5	terminologija pelitskih stena	27
strato tip	412	termohalinske struje	343
stratonomska kl. biogenih teks. oblika	123	tetraedarski sloj/evi	29, 30
strije	307	til	19, 271
strike-slipe rasedi	193	tilit	19, 271
stromatoliti	40	tiloid	19
stub	70	tipovi prelaza između slojeva	63
subarkoze	22, 23	tipovi laminacije	105
subdukcioni kompleks	26	tokovi drobine	238, 346
subglacijalni deponat	271	topaz	162
sublitareniti	22, 23	topli les	276
sublitoral (subtajdal)	40	topset	251, 281, 284
submarinska lepeza	183	tragovi talasanja nastali vetrom	95
submarinska cementacija	41	tragovi talasanja	27, 91
sulfidi gvožđa	73	trakasta slojevitost	28
Sundborgov dijagram	176, 177	trakcione naslage	180
supraglacijalni deponat	271	trakcioni tokovi	179, 180, 181
supralitoral (supratajdal)	40	trake	70
suspension tokovi malih gustina	183	transformna margina	24
		transgresivna barijerna ostrva	298
		transgresivne (progradacione) sekvence	311
Š		transport suspenzijom	178
šamozit	51	transverzne dine	112
šelit	162	travertin	47
šljunak i droбина	17	treća kvartila (Q ₃)	152
šljunak	16	tresetizacija	253
šljunkovita litofacija	241	tridimit	50
šljunkovito muljevita stena	19	tripoli (rožnac)	51
		trogovi	180
T		trokomponentni - trougaoni dijagram	21, 23, 26, 152
tabularan oblik slojeva	61		
tajdal	40		

trouglast oblik slojeva	61	vitrokristaloklastični tuf	33
tuf	32	vretenast oblik valutaka	145
tufa (sinter, sedra)	47	vrste granica među slojevima	63
tufiti	31	vučenje (kotrljanje)	158, 172
tufozne stene	31	vulkanogeni odlomci stena	25
turbiditna sekvenca (Boumina)	65, 353	vulkanoklastične stene	17
turbiditne naslage	27	vulkanoklastično poreklo	19
turbiditni tok/ovi	3, 19, 181, 182, 354	vulkanoklastiti	31, 32
turbulentni tok	172	vulkanske bombe	20
turbulentno kretanje fluida	172	vulkanske breče	20, 32
turbulentno tečenje	348	vulkanski klasti	23
turmalin	162	vulkansko staklo	32
tvrdno dno (hard ground)	334		
		W	
U		wackestone	36, 37
ugalj	3	Wilsonovi facijalni modeli	327
ugljevit film	28		
uljni škrljajac	28	Z	
uporedno sedimentološki pravac	4	zaobljenost	75, 154
		zastupljenost minerala	167
V		zatvorena jezera	248
vadozna zona	44, 305	zemljište/a	166, 167
vadozni ooidi	305	zeoliti	21, 29, 32
vake	21	zona CO ₂	52
Van Horn peščari	239	zona H ₂ S	52
vanadijum	52	zona O ₂	52
vapnoviti laporac	29	zreli ortokvarcitni konglomerati	17
vapnoviti dolomit	34	zrelost sedimenata	21
varve	29	zvezdaste dine	266
viskozitet	173		
vitroklastični tuf	32	Ž	
		žični kvarc	19

INDEX AUTORA

- | | |
|-------------------------------------|---|
| A | |
| Abbate, E., | 354, 382 |
| Abel, O., | 120, 129 |
| Abramovič, I.I., | 413, 414 |
| Adams, J.E., | 48, 49, 55 |
| Alexandersson, T., | 304, 382 |
| Allegre, C., | 65, 66, 129 |
| Allen, A.P., | 189, 198 |
| Allen, J.R.L., | 7, 92, 93, 107, 108, 109, 129,
189, 198, 247, 228, 382 |
| American Commission on Stratigraphy | |
| Nomenclature, | 414 |
| Andelković, M., | 383 |
| Andel, Tj.H. Van., | 350 |
| Andree, K., | 7 |
| Antonijević, I., | 382, 383, 406 |
| Arhangelskij, A.D., | 2, 7 |
| Atterberg, A., | 143 |
| Aubouin, J., | 190, 198 |
| B | |
| Bagnold, R.A., | 129, 198 |
| Baker, B.H., | 192 |
| Ball, M.M., | 325 |
| Bally, A.W., | 188, 198 |
| Bangs, L.N., | 288 |
| Banks, J.E., | 400 |
| Barell, J., | 288, 383 |
| Baren Van F.A., | 167 |
| Barth, T.F.W., | 29 |
| Bates, C.C., | 282, 283, 383 |
| Bell, H.S., | 181, 198 |
| Belousov, A.F., | 407, 414 |
| Belousov, V.V., | 7, 405, 409, 414 |
| Berger, M.T., | 414, 415 |
| Berger, H.W., | 349, 363, 364, 383 |
| Bernard, A.H., | 300, 383 |
| Berner, R.A., | 7 |
| Bernoulli, D., | 377, 378, 383 |
| Berthois, L., | 289, 383 |
| Bertrand, M., | 7 |
| Birkenmajer, K., | 98, 129 |
| Bissell, H.J., | 3 |
| Bjørlykke, K.O., | 235, 263, 297, 298, 299,
302, 348, 362, 383 |
| Blatt, H., | 7, 13, 55, 129, 173 |
| Boersma, J.R., | 109, 129 |
| Boothroyd, J.C., | 241 |
| Borchert, H., | 52, 55 |
| Botvinkina, L.N., | 3, 7, 62, 64, 105, 110,
111, 113, 129 |
| Bouma, A.H., | 3, 7, 60, 65, 80, 82, 116, 129,
182, 199, 207, 210, 211, 212,
217, 354, 355, 377, 383 |
| Bourcart, J., | 14, 55 |
| Bradley, J.S., | 130 |
| Broecker, S.W., | 372, 383 |
| Brown, A.J., | 377, 383 |
| Brown, W.W., | 45 |
| Bruns, E.P., | 247, 383 |
| Bušinskij, G.I., | 53, 55 |
| Bull, W.B., | 238, 383 |
| Bullar, T.A., | 314 |
| Burke, C.A., | 281 |
| C | |
| Cailleux, A., | 130, 145 |
| Campebel, A.U., | 130 |
| Cant, D.J., | 247, 384 |
| Carozzi, A.V., | 7 |
| Carr, D.D., | 65, 66, 130 |
| Carver, R.E., | 163 |
| Cavanaugh, R.J., | 159, 163 |
| Cayeux, L., | 2, 7, 75, 143 |
| Ceisler, V.M., | 406 |
| Chamley, H., | 3, 7, 88, 96, 100, 117, 124,
130, 368 |
| Chilingar, G.V., | 3, 7 |
| Choquette, P.W., | 43, 44, 55 |
| Clarke, F.W., | 13, 55 |
| Coleman, J.M., | 283, 285, 384 |
| Collins, W.H., | 78, 130 |
| Collinson, J.D., | 85, 130, 245, 288, 384 |
| Committee on Stratigraphic | |
| Nomenclature, | 415 |
| Conolly, J.R., | 192, 199 |
| Conybeare, C.E.B., | 31, 55 |
| Cotter, E., | 247, 384 |
| Craig, G.Y., | 86, 130 |
| Crimes, T.P., | 120, 125, 130 |

Crowell, J.C.,	193		
Cummings, R.E.,	316, 384		
Cummins, W.A.,	23, 55		
Cvijić, J.,	240, 384		
D			
D'Argenio, B.,	400		
Darwin, C.,	2, 7, 318, 384		
Davies, D.K.,	384		
Davis, R.A.Jr.,	236, 264, 271, 293, 300, 309, 344, 360, 372, 384		
Dawson, J.W.,	78, 130		
Dean, E.W.,	363, 384		
Degens, E.T.,	8		
Dewalque, G.,	404, 415		
Dickinson, K.A.,	298, 384		
Dickinson, W.R.,	25, 26, 55, 374, 384		
Dimitrijević, M.N.,	3, 8, 81, 82, 85, 86, 87, 9, 90, 116, 118, 130, 214, 215, 216, 217, 240, 248, 265, 266, 267, 280, 281, 306, 346, 356, 357, 359, 367,		
Dimitrijević, M.D.,	3, 240, 248, 265, 266, 267, 280, 281, 306, 346, 356, 357, 359, 367, 370, 376, 377, 381		
Doeglas, D.J.,	8, 158, 163		
Dott, R.H.Jr.,	22, 55, 130, 199		
Dragunov, V.I.,	403, 405, 408, 411, 414, 415		
Dunham, R.J.,	35, 55		
Dzulynski, S.,	3, 8, 80, 83, 84, 85, 86, 89, 97, 130, 131, 181, 199		
Đ			
Đurđević, J.,	253, 384, 370, 376, 377, 381, 384, 401		
E			
Eganov, E.A.,	404		
Einsele, G.,	105, 131		
Embry, A.F.,	35, 36, 55, 318, 384		
Emery, K.O.,	182, 199		
Enos, P.,	131		
Ercegovac, M.,	261, 379		
Ericson, D.B.,	131		
Eskola, P.,	29		
Eugster, H.P.,	7		
Evans, W.E.,	293		
Ewing, M.,	131, 182, 184, 199		
F			
Fairbridge, R.W.,	3, 193, 199, 385		
Fisher, R.V.,	32, 55		
Fisk, H.N.,	281, 284, 385		
Flint, R.F.,	180, 199		
Flores, G.,	354, 385		
Flügel, E.,	3, 7, 337, 339, 385		
Folk, L.R.,	14, 22, 23, 24, 36, 38, 55, 56, 76, 131, 147, 150, 152, 154, 155, 163		
Forgotson, J.M.,	230, 231		
Fox, P.J.,	131		
Friedman, M.G.,	2, 3, 8, 48, 56, 131, 160, 163, 164, 199, 206, 288, 385		
Füchsel, G.Ch.,	403, 415		
G			
Galloway, W.E.,	3, 131, 199, 240, 248, 265, 283, 385		
Garrels, R.M.,	8, 186, 187, 199		
Garrison, R.E.,	372		
Geologičeskie formacii.,	415		
Gerasimov, I.P.,	276, 385		
Gilbert, G.K.,	281, 385		
Ginsburg, R.N.,	294, 385, 415		
Giresse, G.P.,	366, 385		
Glennie, K.W.,	262, 265		
Goddard, E.H.,	8, 73, 131		
Golubić, S.,	131		
Gorskii, V.P.,	409, 415		
Gorsline, D.S.,	152, 164, 344, 372		
Grabau, A.W.,	14, 56, 164, 219, 231		
Gradzinski, R.,	3, 7		
Grandić, S.,	401		
Greer, S.A.,	290, 385		
Gressly, A.,	233, 385		
Griffiths, J.C.,	7		
Grinzburg, A.I.,	405		
Groat, G.G.,	237, 239, 247		
Grubić, A.,	3, 8, 56, 164, 206, 379, 385, 405, 406, 415		
Gruza, V.V.,	413		
Guy, H.P.,	105, 131		
H			
Habakov, A.V.,	8, 75, 76, 101, 102, 132, 146, 164		
Hain, V.E.,	8, 405, 409, 414, 415, 416		
Hall, J.,	78, 132		

Hampton, L.D.,	184, 346		
Hand, B.M.	182, 199		
Hantzschel, W.,	120, 132		
Harker, A.,	14, 56		
Harper, J.C.,	120		
Harrison, J.,	377		
Hayes, M.O.,	291		
Heckel, H.Ph.,	306		
Hedberg, H.,	405, 411, 416		
Heezen, B.C.,	132, 177, 182, 199, 353		
Hein, R.J.,	3, 8		
Heraskov, N.P.,	404, 405, 411, 416		
High, L.R.,	252		
Hjulstrom, F.,	199		
Hobday, D.K.,	3, 240, 248, 265		
Hollister, C.D.,	177, 182, 199, 353		
Holmes, A.,	56		
Hopkins, C.G.,	143		
Horn, M.K.,	56		
Horn, A.R.,	351		
Horowitz, D.H.,	385		
Horowitz, A.S.,	288		
Hosino, M.,	365, 386		
Hsu, K.J.,	48, 56, 105, 132		
Hubert, J.F.,	132, 199, 288, 386		
Hvorova, I.V.,	67, 132, 406, 409, 416		
I			
Illing, V.L.,	327, 386		
Inman, D.L.,	132, 155, 164, 295		
Internacionalni stratigrafski priručnik,	407, 409, 411, 412, 413		
Irwin, M.L.,	333, 386		
Isler, A.,	380, 386		
Ivankin, P.F.,	407, 416		
J			
James, N.P.,	314, 317, 318, 320, 322, 323, 377, 386		
Janev, E.N.,	406, 416		
Jenkyns, H.C.,	377, 378, 386		
John, B.S.,	298		
Johnson, K.G.,	288, 307, 386		
Jopling, A.V.,	105, 114, 132, 133, 199		
Jovanović, D.,	339, 386		
Jovanović, R.,	247, 386		
K			
Karamata, S.,	382, 386		
Karcz, I.,	133		
Kay, M.,	231		
Keen, C.E.,	192, 200		
Keferstein, Ch.,	403, 416		
Ken, A.N.,	405, 416		
Kennedy, J.F.,	93, 133		
King, P.B.,	221, 231		
Klein, G.de V.,	73, 182, 200, 292, 294, 311, 386		
Kleinspehn, K.L.,	200, 206		
Klovan, E.J.,	35, 36, 318		
Knutsen, C.F.,	159		
Kormilicic, V.S.,	405, 416		
Kosigin, Ju.A.,	404, 407, 416		
Krašeninnikov, G.F.,	406, 416		
Kraft, J.C.,	298		
Krejci-Graf, K.,	120, 133		
Krstić, B.,	312, 379		
Krumbein, W.C.,	1, 2, 8, 9, 75, 77, 78, 133, 144, 146, 147, 155, 164, 186, 187, 200, 206, 219, 224, 225, 227, 228, 229, 231		
Krynine, P.D.,	14, 56, 70, 78		
Ksiazkiewicz, M.,	3, 9, 99, 100, 106, 133		
Kuenen, Ph.H.,	2, 3, 9, 56, 67, 80, 98, 105, 108, 133, 177, 181, 200, 357, 386		
Kukal, Z.,	386		
Kukal, J.,	277, 386		
Kumar, N.,	133		
Kuznecov, Ju.A.,	405, 416		
L			
Lamakin, V.V.,	235, 386		
Lamont, A.,	133		
Laskarev, V.,	277, 278, 386		
Leeder, M.R.,	344, 351, 353, 374, 387		
Lees, A.,	314, 315, 387		
Leighton, M.W.,	34, 56		
Leith, C.K.,	13, 56		
Leopold, L.B.,	240, 387		
Lesser-Tisseur, J.,	120		
Levinson-Lessing, F.Ju.,	14, 56		
Lingen van Der, G.J.,	200		
Ložek, V.,	277, 387		
Logan, B.W.,	40, 56, 303, 387		

Lombard, A.,	5, 9, 61, 64, 66, 133, 210, 213, 217	Murphy, M.A.,	288, 388
Lonsdale, P.,	182, 200	Murray, Sir J.,	9
Lowe, D.R.,	347	Murray, R.,	2, 173
Luković, M.,	69	Mutti, E.,	3, 357, 367, 369, 370, 388
Lyell, Ch.,	9, 404, 416		
	M		N
Malfait, B.,	182	Nalivkin, D.V.,	9, 274, 388, 405, 409, 417
Malič, N.S.,	406, 407, 416	Nanz, R.,	391
Mangin, J.Ph.,	134	Nauman, N.C.,	13, 56
Marković-Marjanović, J.,	277, 387	Nemcovič, V.M.,	405, 417
Marlow, M.S.,	381	Nevin, C.M.,	178
Martinsson, A.,	122, 123, 134	Nikolić, P.,	253, 254, 255, 257, 259, 260
Maslarević, Lj.,	312, 379, 387	Nio, S.D.,	312, 388
Materiali Novosibirskoi konferencii o geologičeskijh formacijah.,	416	Nota, D.J.G.,	210
Matter, A.,	248		O
Matthews, R.K.,	387	Obradović, J.,	3, 134, 135, 162, 164, 198, 201, 253, 340, 388
Maxwell, H.G.W.,	319, 335, 387	Obručev, V.A.,	276, 388
Maynard, J.B.,	3	Ochsenius, C.,	2, 9
McBride, E.F.,	134	Odin, S.G.,	366
McCammon, R.B.,	155, 164	Off, T.,	310, 388
McGowen, J.H.,	237, 239, 247, 387	Orme, G.R.,	45, 57
McIlreath, I.A.,	377, 387	Otto, G.H.,	155, 164
McKee, E.D.,	69, 107, 111, 112, 114, 115, 134, 266, 267	Overbeck, R.M.,	257
Međunarodni stratigrafski priručnik,	404		P
Mead, W.J.,	13	Pantić, V.,	261
Meischner, K.D.,	356, 387	Pantić, N.,	253, 254, 255, 257, 258, 259, 260, 261, 380, 388
Menard, H.W.,	9, 134	Park, W.C.,	127, 128, 135
Miall, A.D.,	241, 242, 246, 387	Parker, F.L.,	389
Middleton, G.V.,	2, 9, 134, 173, 184, 200, 346	Passega, R.,	135, 156, 164
Migliorini, C.I.,	3, 67, 80, 98, 181	Payne, T.G.,	182
Mihailova, N.A.,	222, 231	Pelto, C.R.,	231
Milner, H.B.,	2, 9, 14, 56	Pendexter, C.,	34, 56
Milojević, B.Ž.,	277, 387	Pepper, J.F.,	247
Milovanović, B.,	339, 387, 388	Petković, V.,	273
Moberly, R.,	9, 73, 134	Petrović, R.,	214, 215
Mohr, E.C.J.,	167, 200	Pettijohn, F.J.,	1, 2, 5, 6, 9, 10, 14, 15, 28, 29, 30, 34, 35, 57, 75, 78, 98, 106, 110, 121, 125, 135, 155, 394
Molengraaf, G.A.F.,	377, 379, 388	Picard, M.D.,	252, 389
Monroe, J.N.,	134	Piper, D.J.W.,	358, 359, 368
Moore, D.G.,	67, 121, 134, 200	Pomar, L.,	320
Morgan, P.,	192, 200	Popov, V.I.,	10, 406, 417
Morgenstern, N.R.,	200	Porter, J.J.,	135
Muratov, M.V.,	406, 416		

Postma, G.,	135	Schlanger, S.O.,	288
Potter, P.E.,	2, 5, 10, 30, 70, 98, 110, 135, 174, 201, 391, 394, 401	Schneiderhohn, P.,	76, 136, 147, 164
Pray, L.C.,	43, 44	Scholl, D.W.,	381
Pritchard, D.W.,	288, 389	Schott, E.H.,	127, 128
Protić, M.,	3, 10, 57, 205, 206	Schrock, R.R.,	14, 136
Pryor, W.A.,	391, 401	Scruton, P.C.,	121, 286, 389
Puigdefabregas, C.,	247, 389	Seely, D.R.,	374
Purdy, E.G.,	401	Seilacher, A.,	90, 120, 122, 123, 136, 137
Purser, B.H.,	331	Selby, M.J.,	280
	R	Selley, R.C.,	3, 10, 34, 57, 79, 80, 96, 98, 101, 103, 119, 120, 124, 137, 165, 166, 168, 170, 172, 175, 179, 188, 189, 190, 192, 201, 216, 217, 391,
Radoičić, R.,	340, 389	Sellwood, B.W.,	294, 389
Raff, J.F.M.,	135	Seyfried, H.,	334, 389
Read, C.B.,	219, 231	Sharp, R.P.,	137
Reading, H.G.,	3, 201, 237, 238, 241, 243, 262, 282, 283, 291, 295, 308, 312, 315, 319, 325, 330, 332, 349, 350, 372, 378, 389	Shaw, A.B.,	205, 206, 245, 245
Reineck, H.E.,	3, 10, 93, 94, 96, 104, 105, 107, 110, 115, 121, 122, 124, 135, 264, 389	Shepard, F.P.,	2, 10, 68, 137, 281, 295, 389
Renard, A.F.,	2	Shrock, R.R.,	2, 10, 57
Reuss, F.A.,	403, 417	Siegenthaler, Ch.,	48, 49
Reynolds, A.J.,	201	Siever, R.,	2, 30, 174
Rhodes, M.L.,	48, 49	Singh, I.B.,	3, 93, 94, 96, 104, 105, 107, 109, 110, 115, 137, 264
Ricchi-Lucchi, F.,	3, 10, 100, 104, 136, 250, 367, 369, 370, 389	Skilbeck, C.G.,	183, 201
Richthofen, F.,	276, 389	Sloss, L.L.,	2, 75, 77, 78, 146, 147, 224, 225, 227, 228, 229, 231, 401
Riding, R.,	318, 389	Snelson, S.,	188
Rittenhouse, G.,	176, 201	Solovev, V.A.,	404, 413, 417
Rodinov, G.G.,	405	Sorby, H.C.,	10
Rona, P.A.,	10	Stanley, D.J.,	137, 201
Ronov, A. B.,	57	Stauffer, P.H.,	201, 356, 357, 389
Rosenbusch, H.,	14, 57	Stevanović, P.,	278
Rouse, H.,	201	Stow, D.A.V.,	358, 359, 368, 376, 389
Rubey, W.W.,	176, 201	Straaten, L.M.J.U. van.,	137, 182, 201, 284, 390
Ruhin, L.B.,	1, 2, 10, 14, 57, 66, 126, 136, 143, 156, 201, 405, 417	Strahov, N.M.,	2, 10, 165, 184, 186, 201, 195, 405, 417
Rundkvist, D.V.,	405, 417	Stratigrafski kodeks,	411
Rupke, N.A.,	182, 201	Sturm, E.,	248
Rust, B.R.,	247, 389	Sundborg, A.,	177, 201
	S	Swift, D.J.P.,	309, 390
Salveson, J.O.,	191	Swinchatt, J.P.,	335
Sanders, J.E.,	2, 3, 48, 80, 84, 85, 89, 136, 201		Š
Schafer, W.,	122, 136	Šanov, N.V.,	157, 164
		Šatskii, N.S.,	404, 405, 410, 417
		Švecov, M.S.,	14, 57

T

Taylor, J.H.,	288, 390
Teichmuller, M.,	257
Ten Haaf, E.,	87, 98, 116, 118, 137
Thompson, D.B.,	85
Thorndike, E.M.,	184
Tišljar, J.,	46, 57, 129, 137
Tibbits, G.C.Jr.,	111, 112
Tihomirov, I.N.,	405, 417
Toni Simo, J.A.,	339, 340, 390
Trask, P.D.,	2, 10, 11, 153, 155, 164
Trowbridge, A.C.,	1, 281, 390
Tucker, M.E.,	39, 44, 46, 57, 164, 320, 328, 329, 331, 339, 340, 342, 345, 347, 390
Twenhofel, W.H.,	2, 11, 32, 57

U

Udden, J.A.,	67, 143, 137
Unrug, R.,	105

V

Vakanjac, B.,	406
Van Vliet, A.,	247
Van Baren, F.A.,	167
Vasić, N.,	162, 377, 390
Vassoevič, N.B.,	3, 11, 60, 66, 67, 78, 88, 137, 207, 217, 404, 405, 406, 407, 411, 417
Visher, G.S.,	137, 158, 164
Vistelius, A.B.,	65, 66, 138
Voronin, Ju.A.,	404, 417
Vučetić, V.,	205

W

Wadell, H.A.,	1, 11, 75, 138, 144, 145, 164
Walker, G.R.,	3, 11, 114, 138, 182, 183, 201, 299, 302, 312, 356, 357, 390
Walther, J.,	2, 11
Walton, E.K.,	83, 86, 97, 181
Wanless, H.R.,	67, 68, 138
Ward, W.C.,	155
Warme, J.E.,	106, 138
Weinschenk, E.,	14, 57
Weir, G.W.,	69, 107
Weller, J.M.,	67, 68, 138, 217, 228, 231, 247, 390, 408, 418
Wentworth, C.K.,	32, 57, 75, 138, 143, 145 403, 417
Werner, A.G.,	403, 417
Williams, H.,	32
Willman, H.B.,	16, 57
Wilson, L.J.,	3, 11, 303, 330, 337, 338, 390
Winker, C.D.,	311, 390
Winterer, E.L.,	349
Wolf, M.J.,	54
Wolman, M.G.,	240
Wood, G.V.,	54, 57
Wood, G.H.,	219
Wright, L.D.,	283, 285, 390
Wright, V.P.,	320, 329, 331, 339, 340, 342, 345, 347
Wunderlich, F.,	94

Y

Yenkyns	342
---------	-----

Z

Zaborodin, Ju.V.,	404, 418
Zingg, Th.,	75, 138, 144, 164
Zirkel, F.,	13
Zittel, K.A.,	403, 418