

5.2.10. Геологічна діяльність морів і океанів

Сукупність водних просторів океанів і морів, які займають 361 млн. км² або 70,8% поверхні Землі, називається **Світовим океаном**. Він об'єднує чотири океани: Тихий, Індійський, Атлантичний та Північний Льодовитий, а також окраїнні і внутрішньоконтинентальні моря.

Окраїнні моря – це моря, які характеризуються вільним зв'язком з океаном і, в ряді випадків, відокремлені від них ланцюгом островів або півостровів. До морів такого типу належать: Берингове, Охотське, Японське, Східно-Китайське, Південно-Китайське, Карибське та інші.

До недавнього часу вважалося, що дно океанів характеризується відносно спокійним рельєфом, а певні геоморфологічні елементи поступово змінюють один одного в міру віддалення від материка. Проте, як показали результати фундаментального вивчення океанів та морів, рельєф дна останніх характеризується надзвичайною складністю, так само як і рельєф материків, тут поширені позитивні форми рельєфу, западини і відносно спокійні ділянки, які нагадують рівнини.

У рельєфі дна океанів виділяються наступні планетарні форми: підводні окраїни материків, ложе океану, глибоководні жолоби та серединно-океанічні хребти. До складу підводних окраїн материків входять: шельф, материковий, або континентальний, схил та материкове підніжжя (рис. 5.60).

Шельф являє собою підводну, нахилу в бік океану рівнину, яка безпосередньо прилягає до суходолу. Зі сторони океану він обмежується чітко вираженою бровкою. Середня глибина області шельфу становить 200 м, а бровка здебільшого розташовується на глибинах 100-130-200 м і дуже рідко занурюється до 300 м та більше.

Материковий, або континентальний схил являє собою відносно крутий уступ, який простягається від бровки шельфу до глибини 2,0-2,5 км, а місцями і до 3,0 км. Нахил його поверхні становить 3-5°, а в окремих випадках досягає 25° і навіть 40°. Сама поверхня схилу розчленована підводними каньйонами.

Деякі з них досягають довжини 50-60 км, при ширині 2-5 км і за межі схилу не виходять, проте відомі каньйони, які тягнуться на сотні кілометрів, перетинають материковий схил і досягають глибин 3500 м та більше. Деякі з них простежуються в межах зони шельфу і є підводним продовженням річкових долин, континентів.

Материкове, або континентальне, підніжжя – це полого хвиляста рівнина, яка з'єднує материковий схил з ложем океану. Його ширина змінюється від декількох десятків до сотень кілометрів, а глибина не перевищує 2-3,5 км. Характерною особливістю зони підніжжя є значна потужність осадків.

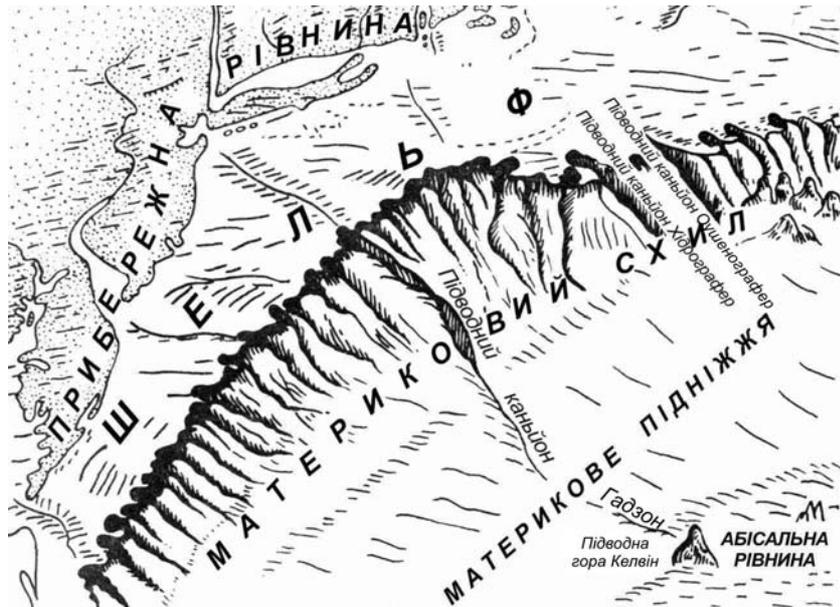


Рис. 5.60. Схема Атлантичної підводної окраїни Північної Америки

Такий перехід від континенту до океану, де чітко виражені послідовно розташовані зона шельфу, материковий схил та материкове підніжжя називається **атлантичним, або пасивним**.

Він типовий для північної та південної Атлантики, Північного Льодовитого океану і значної частини Індійського.

Ложе Світового океану представлене здебільшого положистими, або горбистими рівнинами, розташованими на глибині 3,5-6,0 км. Вони ускладнені серединно-океанічними хребтами та іншими підвищеннями. Серед останніх широким розвитком користуються різноманітні вулканічні споруди, як підводні, так і такі, що виступають на поверхні у вигляді островів. Це конусоподібні вулкани з гострими вершинами, або склепінчастої та щитоподібної форми апарати, які здебільшого утворюють гірські ланцюги в межах яких спостерігаються також валоподібні підняття, на яких розташовуються плосковірхі підводні гори, що називаються *гайотами*, і які також відносять до вулканічних утворень.

Між хребтами та різноманітними підвищеннями знаходяться *улоговини*, які складають основну частину ложа Світового океану. Залежно від характеру будови поверхні дна океанічні улоговини діляться на два типи: *плоскі абісальні рівнини*, та *горбисті абісальні рівнини*. Перші являють собою рівнинні простори з незначним нахилом, другі – характеризуються наявністю склепінчастих підвищень висотою 100-300 м при ширині від 1 до 10 км. Плоскі рівнини здебільшого поширені в межах Атлантичного океану, а горбисті характерні для Тихого.

Невід'ємною складовою ложа океанів є *глибоководні жолоби* (западини), які характеризуються найбільшою глибиною та знаходяться здебільшого на краю океанів, простягаючись паралельно береговим гірським хребтам, або зовнішнім частинам острівних дуг. Найбільше глибоководні жолоби поширені в Тихому океані. Саме вздовж острівних дуг північної та західної частин останнього простягаються такі відомі жолоби, як Алеутський (глибина 7822 м), Курило-Камчатський (10542 м), Японський (8412 м), Ідзу-Бонінський (9810 м), Волкань (9156 м), Маріанський (11022 м), Яп (8527 м), Палау (8527 м) та багато інших.

У Атлантичному океані глибоководні жолоби поширені в значно меншій мірі. Тут відомі такі жолоби, як Пуерто-Ріко (8385

м), Бартлет (7119 м), Південносандвічів (8264 м). В Індійському океані найбільшим є Яванський, або Великий Зондський жолоб глибиною 7450 м.

Глибоководні жолоби – це відносно вузькі западини, які характеризуються асиметричним поперечним профілем. Схили, що примикають до острівних дуг круті, а протилежні – більш пологі. Вони ускладнені уступами і мають східчатопоподібну поверхню.

Наявність глибоководних жолобів ускладнює перехід від континенту до океану, де підводні країни змінюються глибоководними западинами окраїнних морів, за якими розташовуються дуги островів, далі глибоководні жолоби і вже тільки після них – ложе океану (рис. 5.61). Такий тип переходу від континенту до океану називається *тихоокеанським*.

Важливими позитивними формами рельєфу дна всіх океанів є **серединно-океанічні хребти**, які утворюють єдину планетарну систему, протяжністю близько 60 тис. км (рис. 5.62). У Атлантичному океані чітко

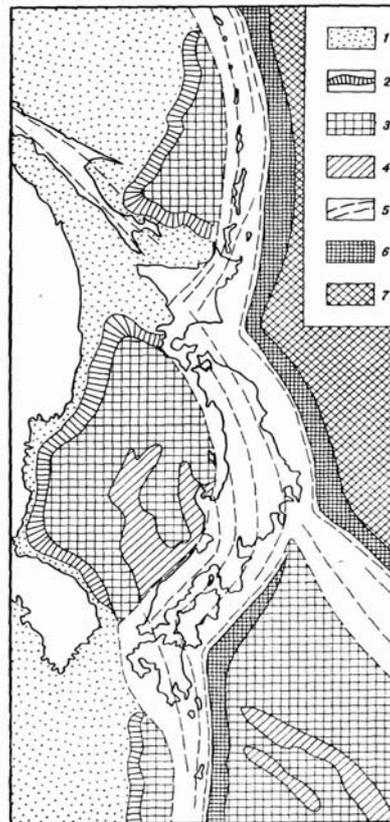
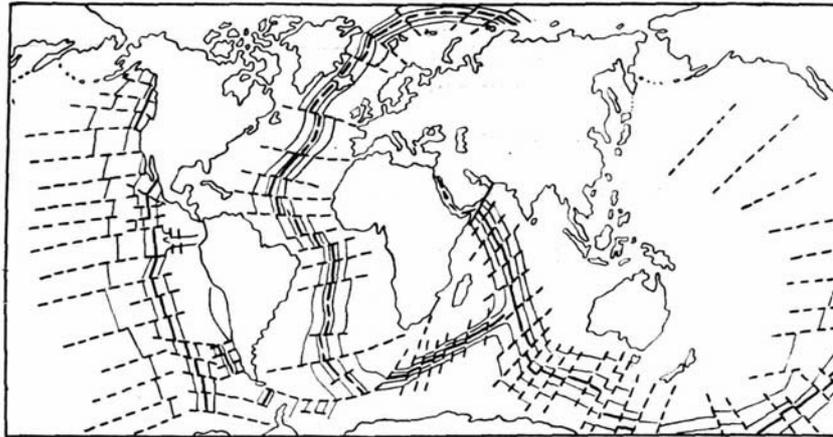


Рис. 5.61. Схема перехідної зони тихоокеанського типу в районі Охотського та Японського морів (за Г.П. Горшковим і О.Ф. Якушовою).

1 – шельф; 2 – материковий схил та підніжжя; 3 – дно глибоководних котловин окраїнних морів; 4 – внутрішні підняття в глибоководних морських котловинах; 5 – острівні дуги; 6 – глибоководні жолоби; 7 – ложе океану.

виражений Серединно-Атлантичний хребет меридіонального простягання, який на півдні різко повертає на північний схід і переходить в Африкано-Антарктичний. Останній, в свою чергу, змінюється Західно-Індійським. Від острова Родрігес у південно-східному напрямку простягається Центрально-Індійський хребет, який переходить в Австрало-Антарктичний. Східніше простягається Південно-Тихоокеанський хребет, який далі на північ змінюється Східно-Тихоокеанським. В межах Північного Льодовитого океану також є хребти та окремі підвищення, серед яких найбільш чітко вираженими є хребти Ломоносова та Менделєєва.



*Рис. 5.62. Планетарна система серединно-океанічних хребтів.
Осі хребтів показані жирними лініями; пунктирні лінії – трансформні розломи.*

На вершинах хребтів, вздовж їх осьових частин простягаються долиноподібні пониження, обмежені глибинними розломами, які називаються **рифтовими долинами**, або **рифтами** (англ. “рифт” – розколина, ущелина). Дно рифтів опущено на глибину 3,5-4,0 км, а гребені, які розташовані по обидві сторони рифтів знаходяться на глибинах 1,5-2,0 км, і

січуться численними поперечними розломами з вертикальними і горизонтальними зміщеннями. Амплітуди перших становлять 3,5-4,0 км (рис. 5.63), а других досягають перших сотень кілометрів (рис. 5.62).



Рис. 5.63. Профіль через Серединно-Атлантичний хребет в північній частині Атлантики (за Дж. Ферхугеном).

Усі серединно-океанічні хребти характеризуються інтенсивною сейсмічністю, високим тепловим потоком та вулканізмом.

Окрайні і внутрішньоконтинентальні моря, залежно від характеру будови їх дна М.М.Страхов розділяв на **плоскі** та **котловинні**. До групи плоских морів цей дослідник відносив моря, які утворилися внаслідок опускання під воду ділянок суходолу та глибина яких загалом не перевищує глибини шельфу і тільки на локальних ділянках досягає 300-500 м. Такі моря ще називають **епіконтинентальними** (грец. "epi" – на), тобто такими, що утворилися на континенті. До плоских морів відносяться: Баренцове, Карське, Біле, Північне, Азовське та інші.

Котловинні моря значно глибші в порівнянні з плоскими (2000-3500 м). У їх рельєфі присутні всі основні елементи характерні для океанів – область шельфу, континентальний схил, глибоководні улоговини та різноманітні підвищення. Здебільшого такі моря облямовані гірськими пасмами. Прикладом котловинних морів можуть бути Берингове, Охотське, Японське, Південно-Китайське, Чорне та інші.

Однією з особливостей Світового океану є солоність та своєрідний хімічний склад води, що відрізняє її від поверхневих і підземних вод континентів.

Солоність морської води – це сумарний вміст розчинених в ній мінеральних солей і визначається вона, здебільшого в *промільях* (тисячних долях вагових одиниць), які позначаються значком δ або у вагових відсотках. Середня солоність води океану становить 35 δ , або 3,5 % (35 г/л). Суттєві відхилення від зазначеної величини, які фіксуються в окремих районах, пов'язані з кліматичною зональністю, що впливає на інтенсивність випаровування води в областях з сухим кліматом, та кількість прісної води, яка приноситься ріками у вологих кліматичних областях. Граничні значення солоності океанічної води становлять 32 та 37 δ . Здебільшого вона змінюється від 34 до 37 δ . В широких межах змінюється солоність внутрішньоконтинентальних морів. Так, наприклад, у Середземному морі вона становить 35-39 δ , у Червоному – збільшується до 41-43 δ , а в морях гумідних кліматичних областей значно поступається середній величині. Так, наприклад, у Чорному морі рівень солоності змінюється від 18 до 22 δ , у Каспійському він становить 12-15 δ , а в Азовському не перевищує 12 δ .

Хімічний склад океанічної та морської води представлений майже всіма хімічними елементами періодичної системи, проте визначають його лише деякі з них (табл. 5.3).

Таблиця 5.3

Іонний склад морської води при солоності рівній 35‰
(за О.К. Леонтєвим)

Катіони	Кількість, г/кг	Еквівалент, т, %	Аніони	Кількість, г/кг	Еквівалент, %
Na ⁺	10,7596	38,64	Cl ⁻	19,3529	45,06
Mg ²⁺	1,2965	8,81	SO ₄ ²⁻	2,7124	4,66
Ca ²⁺	0,4119	1,69	HCO ₃ ⁻	0,1412	0,20
K ⁺	0,3991	0,84	Br ⁻	0,0674	0,07
Sr ²⁺	0,0078	0,01			

З наведеної таблиці видно, що морська вода характеризується наступними співвідношеннями іонів: Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻ та Na⁺,

Mg^{2+} , Ca^{2+} . Разом з тим, це вказує на те, що в ній різко переважають хлориди і, в першу чергу, $NaCl$, вміст якого складає близько 78%, більше 9% припадає на долю $MgCl_2$, 2% належить KCl . На другому місці знаходяться сульфати – $MgSO_4$ (більше 6,5%), $CaSO_4$ (близько 3,5%), а на гідрокарбонати та інші сполуки припадає менше 1%.

Води Світового океану характеризуються своєрідним **газовим режимом**, зумовленим розчиненими різноманітними газами. Найпоширенішими серед них є кисень і діоксид вуглецю. Джерелом кисню є атмосфера та зелені водорості. Проте, головне значення у збагаченні води киснем належить глобальній океанічній циркуляції в процесі якої багаті киснем маси холодної води високих широт надходять до екватора в придонному шарі.

Діоксид вуглецю знаходиться в морській воді частково в розчиненому, вільному стані, а частково в хімічно зв'язаній формі бікарбонатів. Відомо, що розчинність CO_2 у морській воді зростає зі зниженням температури, в зв'язку з чим холодні води Арктики та високих широт загалом містять більше діоксиду вуглецю в порівнянні з водами приекваторіальних широт. Значним вмістом CO_2 характеризуються також і природні води на глибинах 4000-5000 м. Основними джерелами цього газу є атмосфера, процеси життєдіяльності рослин, а також вулканічні та поствулканічні явища.

Деякі морські басейни характеризуються аномальним газовим режимом. Так, наприклад, Чорне море, де за даними

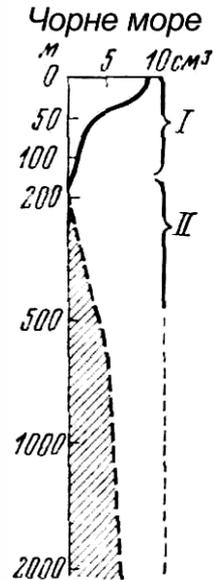


Рис. 5.64. Схема сірководневого забруднення Чорного моря (за М.М. Страховим).
I – киснева зона; II

М.М.Страхова на глибинах 150-170 м вода значно обділена киснем і, разом з тим, містить сірководень, вміст якого значно збільшується в придонній частині (рис. 5.64) при відсутності істотної вертикальної циркуляції. Сірководневе забруднення води починається з глибини приблизно 200 м і поступово зростає, досягаючи в придонній частині 5-6 см³/л, а джерелом H₂S є сульфатвмісні бактерії, які в процесі життєдіяльності відновлюють сульфати морської води до сірководню. Подібні випадки сірководневого забруднення спостерігаються також і в норвезьких фіордах.

Особливе значення в різноманітті хімічних, геологічних та інших процесів, які відбуваються в акваторії Світового океану належить **температурному режиму** останнього. Температура поверхневих вод морів та океанів тісно пов'язана з кліматичною зональністю. Середньорічна температура у високих широтах змінюється від 0 до 1,8-2,0 °С і досягає максимального значення 25-28 °С (31 °С) поблизу термічного екватора. Разом з тим, температура води змінюється також і з глибиною, досягаючи в придонних частинах 2-3 °С, а в приполярних областях понижується навіть до від'ємних значень – -1-2 °С.

Мінливими, відповідно, є **тиск і густина** морської води. Гідростатичний тиск в океанах та морях відповідає вазі товщі води і максимальних значень він досягає в глибоководних западинах та улоговинах ложа Світового океану (0,8-1,1 ГПа, у відповідності з глибинами). Густина морської води в середньому становить 1,025 г/см³, у холодних полярних водах вона зростає до 1,028, а в теплих тропічних зменшується до 1,022 г/см³. Причиною таких коливань густини води є, відповідно, зміни її солоності, температури та тиску.

Невідомою складовою морів і океанів є **органічний світ**, розвиток якого тісно пов'язаний з планетарними формами рельєфу дна, де виділяються зони, кожна з яких характеризується певною фауною та флорою, а також особливостями осадконакопичення. В межах Світового океану виділяється чотири таких зони (рис. 5.65). Перша, **прибережна**, або **літоральна** (лат. "літораліс" – берег) підлягає інтенсивній дії

хвиль та припливно-відпливних явищ. Вона характеризується не надто сприятливими умовами для розвитку життя і тому тут зустрічаються здебільшого каменеточці, які прикріплюються до дна або великих уламків гірських порід.

Друга зона називається *субліторальною*, або *неритовою* (від назви моллюсків, які тут проживають – “*неріта*”). Вона займає ту частину області шельфу, де створюються сприятливі умови для розвитку численних видів морських організмів.

Третя зона – *батіальна* (грецьк. “*батіс*” – *глибокий*), співпадає з континентальним схилом та його підніжжям. Відповідно зі збільшенням глибини та відсутністю світла суттєво погіршуються і умови життя на дні, в зв’язку з цим, в осадах тут присутні, переважно, черепашки організмів, які жили в поверхневих шарах води океану.

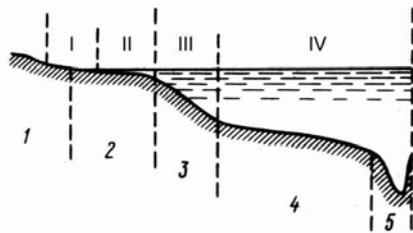


Рис. 5.65. Зони відкладення морських осадків і їх співвідношення з елементами рельєфу дна Світового океану.

Зони: I – латеральна; II – сублатеральна; III – батіальна; IV – абісальна.

Елементи рельєфу: 1 – континент; 2 – шельф; 3 – континентальний схил; 4 – океанічне

Четверта зона, яка дістала назву *абісальна* (грецьк. “*абісос*” – *бездонний; глибоководний*), співпадає з ложем Світового океану та *субабісальна*, що відповідає глибоководним жолобам. Завдяки низьким температурам в придонних шарах води, на цих глибинах відсутні умови для розвитку рослинності і там існують лише високоспеціалізовані організми, які не

потребують рослинної їжі. Виключенням є райони виходів на дні термальних вод. Прикладом цього можуть бути численні організми, виявлені на глибинах 2,5 км у зоні рифтів Східно-Тихоокеанського підняття, де виходять гарячі струмені води, що утворюють гідротермальні поля, навколо яких буває життя. Тут

живуть велетенські двостулкові молюски, краби, актинії, губки та інші представники морської фауни.

Температурний режим і солоність мають також значний вплив на розвиток **органічного життя** морів і океанів. Встановлено, що в екваторіальних морях живе приблизно в 100 разів більше видів організмів у порівнянні з північними (моря Малайського архіпелагу 40 000 видів, море Лаптевих – близько 400). Прикладом для пояснення впливу солоності на розвиток органічного життя може бути співставлення трьох морських басейнів, з'єднаних протоками, що суттєво відрізняються за солоністю – це Середземне море, в якому живе 7000 видів організмів, Чорне – 1200 видів і Азовське – в якому їх кількість не перевищує 100.

За умовами заселення та способом життя морські організми діляться на три основні групи – планктон, нектон та бентос. З них найбільше значення для осадконакопичення мають планктон та бентос.

Планктонні організми (грецьк. “планктон” – ті, що блукають) заселяють верхній шар води в пелагічній зоні на глибинах 100-200 м. Вони не пристосовані до самостійного пересування і знаходяться в завішеному стані. Серед них розрізняють: 1) **фітопланктон** (грецьк. “фітос” – рослини) – рослинні організми, до яких відносяться діатомові водорості з кременистим панциром, які особливо інтенсивно розвиваються в холодних водах високих широт, а також мікроскопічні одноклітинні водорості з вапняковим панциром – коколітофорида, що заселяють теплі моря; 2) **зоопланктон** (грецьк. “зоон” – тварина), до якого відносяться найпростіші одноклітинні організми типовими представниками яких є форамініфери з вапняковою черепашкою та радіолярії, які мають кременистим скелетом. До зоопланктону відносяться також птероподи (морські метелики) з вапняковою черепашкою.

Нектонні організми (грецьк. “нектон” – ті, що плавають) об'єднують велику групу тварин, які вільно плавають – це риби, головоногі молюски, морські ссавці та інші.

Бентосні організми (грецьк. “бентос” – глибина) за умовами пересування діляться на дві групи: 1) *бентос рухомий*, який об’єднує організми, що живуть на невеликих глибинах дна субліторальної зони (моллюски, морські їжаки, морські зірки, хробаки та інші); 2) *бентос прикріплений* – нерухомий. Слід відмітити, що такий бентос має велике значення в формуванні органогенних гірських порід. Особливо важливу роль при цьому відіграють колоніальні корали, вапнисті водорості, моховатки та інші організми, які утворюють спільноти (скупчення), що називаються **біоценозом**. Найбільше вони розвинені в області шельфу, на глибинах від перших метрів до 50-80 м. Окрім зазначених морських організмів слід також згадати значну кількість бактерій, які мають значний вплив на формування фізико-хімічних умов водного середовища і утворення нових сполук, виступаючи в ролі певних каталізаторів реакцій, особливо при перетворенні осаdkів на гірські породи.

Значною мірою поширення організмів у морях та океанах, а також характер осадконакопичення залежать від **динаміки океаносфери**.

Вся товща води Світового океану знаходиться в безперервному русі. Розрізняють хвильові рухи води, припливно-відпливні, поверхневі і глибинні течії та цунамі.

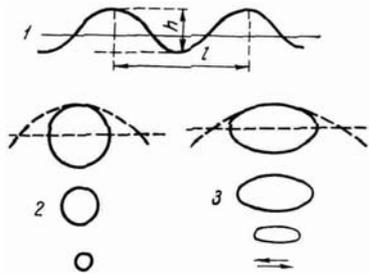


Рис. 5.66. Характеристика хвиль.

1 – профіль хвилі (l – довжина, h – висота); 2 – характер орбіти хвилі у відкритому морі; 3 – характер орбіти хвилі на мілководді.

Хвильові рухи виникають в результаті тертя вітру до поверхні води. Зародками хвиль є дрібні брижі. Підсилення вітру спричиняє переміщення води по замкнутих або майже замкнутих орбітах, які мають найбільші розміри поблизу поверхні, зменшуються з глибиною і змінюються за формою в межах мілководдя, де кругові рухи по колу переходять в еліпсоїдальні. У

відкритому морі хвилі мають коливальний характер, при якому більша частина води не підлягає поступальному руху в горизонтальному напрямку. Біля берегів або на мілководді коливальна хвиля перетворюється на поступальну. Остання з певною силою обрушується на крутий берег, руйнуючи його, або затоплює низовинне узбережжя на десятки метрів. Вітрові хвилі характеризуються наявністю гребеня та улоговини, що розділяє сусідні гребені. До елементів хвиль відносяться: 1) висота хвилі, яка відповідає величині перевищення гребеня над улоговиною (висота океанських хвиль змінюється в межах 3-6 м, досягаючи в періоди штормів до 10-18 і більше метрів); 2) довжина хвилі, яка дорівнює відстані між двома гребенями, або улоговинами (рис. 5.66) та залежить від сили вітру (при сильних штормових вітрах довжина хвиль змінюється від 50-60 до 200 м); 3) період хвиль – це час, за який хвиля проходить між суміжними гребенями або улоговинами (період складає здебільшого від декількох секунд до 18-20 сек); 4) швидкість хвилі, яка безпосередньо зв'язана з періодом, з глибиною зменшується (хвилі з періодом 6 сек рухаються зі швидкістю 9-10 м/сек, а з періодом 18-20 сек – 25-30 м/сек).

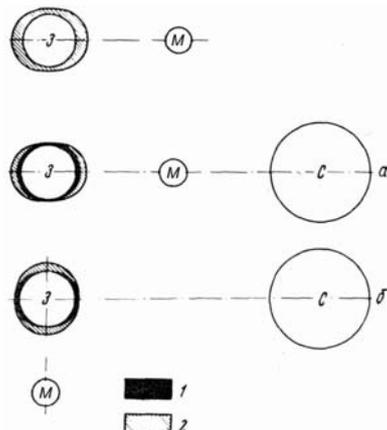


Рис. 5.67. Схема виникнення припливів і відпливів.

1 – сонячний приплив; 2 – місячний приплив; С – Сонце; М – Місяць; З – Земля; а – розташування Землі, Місяця та Сонця в сизигії (на одній прямій); б – в квадратурі.

Припливно-відпливні

рухи води – це періодичне піднімання та опускання рівня води в океанах і морях, спричинене силами притягання Місяця та Сонця. Відповідно, вони залежать від характеру розташування Землі та згаданих космічних тіл. Найвищі припливи спостерігаються, коли Земля, Місяць і Сонце знаходяться на одній лінії, тобто в сизигії (грецк. “сизигія” – поєднання), і їх притягання носить направлений характер

(рис. 5.67,а). Припливи найменшої висоти виникають в квадратурі, коли Місяць та Сонце утворюють з Землею прямий кут і притягання, спричинені ними протидіють (рис. 5.67,б).

Висота припливів не перевищує перших метрів, але ця величина значно збільшується в межах вузьких заток, притоках та гирлах рік, де вона досягає 10-12 м. При цьому, відповідно, збільшується і швидкість течій. Припливно-відпливні рухи охоплюють всю товщу води, в зв'язку з чим це явище є одним з найважливіших факторів у динаміці осадконакопичення, особливо в межах шельфу. Разом з тим, припливні течії розмивають дно, частково переносять та перемішують осадовий матеріал, тощо.

У Світовому океані існують складні *приповерхневі постійні системи циркуляції вод*, зумовлені панівними вітрами, різною густиною води, яка, в свою чергу, залежить від температури та солоності, а також відцентровою силою обертання Землі. Такі течії мають великий вплив на перенесення завислого та розчиненого матеріалу, що позначається на процесах осадконакопичення. Окрім цього, в океанах у високих широтах існують також і *глибинні течії*. Холодні арктичні води, які характеризуються великою густиною опускаються на глибину і, набувши певної швидкості (35 см/сек), рухаються в південному напрямку, а холодні антарктичні води у вигляді придонної течії рухаються на північ, досягаючи екватора. Разом з тим, в океаносфері відбувається і конвективне переміщення води. Складна система циркуляції останньої, різнонаправленість течій призводять місцями до розходження (*дивергенції*) води в різні боки, що спричиняє компенсаційний підйом води з глибини, або сходження (*конвергенцію*), яке супроводжується опусканням води на глибину.

Цунамі – це велетенські хвилі, спричинені землетрусами з епіцентрами на дні океанів. Причиною виникнення цунамі можуть бути також і підводні виверження вулканів. Найчастіше цунамі проявляються в межах активних країн Тихого океану. Швидкість поширення таких хвиль досягає 500-700 км/год, а висота – 20-30 м і більше. Вони обрушуються на береги,

спричиняючи великі осуви, каламутні потоки, деформації, руйнування.

Особлива роль при геологічній роботі вод океаносфери належить *руйнівній діяльності*, яка називається *абразією*. Вона пов'язана, переважно, з хвилювими рухами води і значно менше з припливно-відпливними явищами. Найсильніше абразія проявляється біля крутих берегів, де під дією хвиль в підніжжі берега, виникає так звана *хвилеприбійна ніша*, над якою залишається карниз з порід, що нависають. Руйнівна діяльність хвиль підсилюється захопленими ними уламками гірських порід. При розростанні хвилеприбійної ніші настає момент, коли карниз обвалюється і берег знову набирає форми крутого урвища, що називається *кліфом* (нім. "кліф" – урвище). В подальшому процес може повторюватись декілька разів, що призводить до відступу берега в бік суходолу (рис. 5.68). При цьому на місці зруйнованої частини берега утворюється слабо нахилена в бік моря підводна *абразивна тераса*. Частина обваленого уламкового матеріалу відноситься водою на крутий підводний схил, за межі абразивної тераси, де він відкладається. Так утворюються підводні *аккумулятивні тераси*, які пов'язані з абразивними. Між підводною абразивною терасою і береговим обривом утворюється пляж, який похило спускається до моря і складений галькою, гравієм або піском.

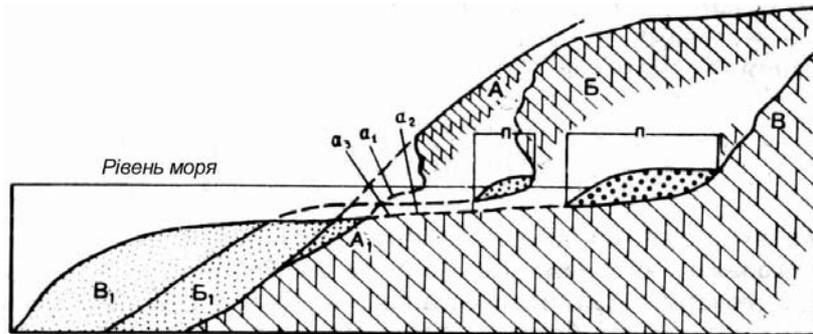


Рис. 5.68. Схема стадійності відступу берега (за В.П. Зенковичем).

A, Б, В — положення схилу берега, який в процесі розмиву морем відступає.; a_1, a_2, a_3 — абразивні тераси, які відповідають різним стадіям розвитку берега; A_1, B_1, B_1 — різні стадії розвитку підводних акумулятивних терас; n — пляж.

Швидкість та величина відступу берега залежать від складу порід, які беруть участь в його будові. Якщо берег складений сильно тріщинуватими, або пухкими породами, швидкість його відступу може досягати декількох метрів на рік, а у випадках наявності міцних порід, ця величина різко зменшується.

В межах похилих берегів процеси розвиваються дещо інакше. Енергія хвиль на широких мілководдях згасає і відбувається не абразія, а переміщення та акумуляція осадків, що призводить до формування широкої смуги надводної тераси. Такі береги називаються **акумулятивними**.

У випадку поперечного підходу хвиль до берега в межах пляжу формуються вали з піщано-гравійно-галечникового матеріалу, а в мілководній частині моря виникають підводні вали, які являють собою невисокі здебільшого піщані пасма, розташовані паралельно до берега. Згідно з даними В.П.Зенковича, вони утворюються в результаті часткового руйнування на глибині самих хвиль, що спричиняє також часткову акумуляцію матеріалу, який ними переноситься.

До особливої категорії акумулятивних форм моря належать **бари**, які являють собою довгі вали на дні і підняті над рівнем моря, що простягаються паралельно до берега на десятки та сотні кілометрів. Складені вони здебільшого піщано-гравійно-галечниковим матеріалом, але бувають також піщано-черепашникові та черепашникові бари. Ширина таких форм досягає 20-30 км, а висота – до перших десятків метрів. Бари частково або повністю відділяють моря від заток та лагун. За даними О.К.Леонтєва біля 10% берегової лінії Світового океану облямовано барами.

Підхід хвиль до берега під гострим кутом спричиняє поздовжнє переміщення наносів, що призводить до утворення різноманітних акумулятивних споруд, форми яких визначаються

кутом підходу хвилі та її силою, а також контурами берегів. Виділяється три таких форми: 1) *коси*, які виникають при наявності згину берега від моря; 2) *прилеглі акумулятивні тераси*, які утворюються шляхом заповнення берегових згинів в сторону моря; 3) *томболо*, або *перейми*, що є результатом блокування ділянки берега островом з утворенням “хвилевої тіні” між ними (рис. 5.69).

Найбільше переміщення наносів вздовж берега відбувається у випадку коли кут між фронтом хвилі та лінією берега (ϕ) становить близько 45° . Якщо кут стає більш гострим, хвилі втрачають частину енергії і матеріал, який вони переносять в завислому стані, осідає на дно прибережної частини моря. Причиною загострення кута можуть бути різноманітні згини берегової лінії. На рис. 5.69, I показано, що вздовж берегової ділянки АВ хвиля пересувалася під кутом 45° , а після вигину (ділянка ВС) кут загострився ($\phi - n$) і, відповідно, знизилася швидкість переміщення хвилі, що призвело до осадження біля вигину берегової лінії матеріалу та формування коси.

Інша картина спостерігається при вигині берегової лінії в сторону моря (рис. 5.69, II). У таких випадках на ділянці ВС кут переміщення хвилі по відношенню до берега збільшується ($\phi + n$), а швидкість перенесення наносів різко знижується і вони відкладаються біля вхідного кута, що спричиняє формування приєднаної акумулятивної тераси. За наявності біля берега острова, між ними утворюється так звана “хвилева тінь”, в межах дії якої сила хвиль зменшується. Тут відбувається активне нагромадження наносів і формування томболо, або перейми (рис. 5.69, III).

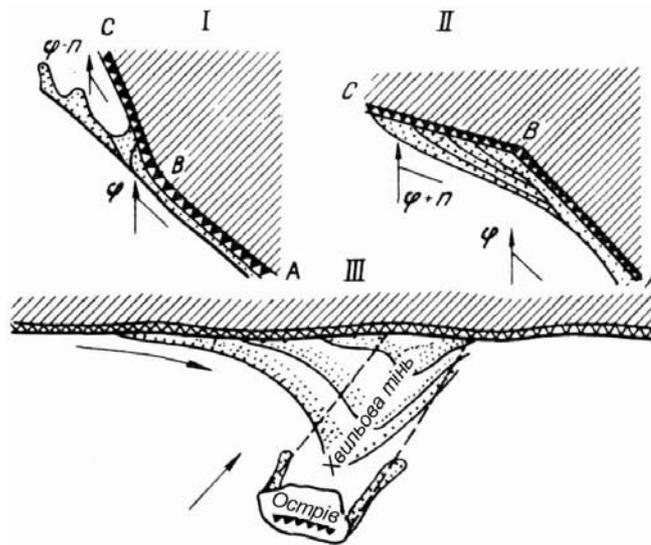


Рис. 5.69. Схема утворення деяких акумулятивних форм при різному напрямку підходу хвиль до берега (за В.П. Зенковичем).

A, B, C – положення берегової лінії; I – коса при відвороті берегової лінії від моря; II – приєднана акумулятивна тераса у випадку виступу берега в море (заповнення кута); III – томболо, або переїма, при блокуванні берега островом.

Найважливішим процесом в межах Світового океану є акумуляція донних осадків, яка називається **седиментацією** або **седиментогенезом**. Він починається з підготовки осадкового матеріалу на материках, що є областями **денудації** (зносу). Така підготовка здійснюється в процесі вивітрювання, геологічної діяльності рік, льодовиків, вітру. Другий етап включає перенесення матеріалу, часткове його відкладення на шляху переносу та доставку основної маси в океани і моря.

За даними О.П.Лісіцина, основна частина осадкового матеріалу в Світовий океан постачається річковим стоком. При цьому близько 7 млрд. т припадає на ріки тропічних областей. Приблизно в однакових кількостях надходить в океани та моря льодовиковий і еоловий матеріал (табл. 5.4).

Таблиця 5.4

Обсяги надходження осадового матеріалу в води Світового океану (за О.П. Лісциним)

Джерела матеріалу	млрд. т/рік
Твердий стік рік	18,53
Стік розчинених речовин	3,2
Льодовиковий стік	1,5
Еоловий матеріал	близько 1,6
Абразія берегів та дна	близько 0,5
Всього	близько 25,33

Окрім зазначених екзогенних джерел, велика кількість різноманітних речовин попадає в океаносферу завдяки підводним вулканічним виверженням. Незважаючи на те, що вулканічна діяльність зосереджена в межах локальних ділянок дна (острівні дуги та серединно-океанічні хребти), продукти вивержень розносяться течіями на значні відстані і займають широкі простори океанів. Припускається, що щорічно в океаносферу поступає близько 1,8-2,0 млрд. т вулканогенного осадового матеріалу.

Важливу роль в осадконакопиченні відіграють біогенні процеси, основне значення серед яких відводиться різноманітним організмам, які будують свої панцири й скелети з розчинених солей, що надходять з суходолу. Біогенна частка в балансі осадового матеріалу становить близько 1,7-1,8 млрд. т/рік.

У Світовий океан потрапляє також і космогенний матеріал, кількість якого приблизно оцінюється в 0,01-0,08 млрд. т/рік. Таким чином сумарний баланс осадового матеріалу в океаносфері становить близько 29-30 млрд. т/рік.

Залежності від природи матеріалу, місця його акумуляції, впливу тих чи інших факторів на процеси осадконакопичення всі донні осадки поділяються на низку генетичних типів: 1) теригенні (лат. *“тера”* – земля); 2) органогенні (біогенні); 3) полігенні (*“червона глибоководна глина”*); 4) вулканогенні; 5) хемогенні.

Теригенні осадки утворюються з уламкового матеріалу, який приноситься з континентів завдяки геологічній роботі різноманітних екзогенних процесів (еолових, вод поверхневого стоку, рік, тощо). Найбільша частина теригенних осадків накопичується в межах області шельфу, континентального схилу та його підніжжя (рис. 5.70).

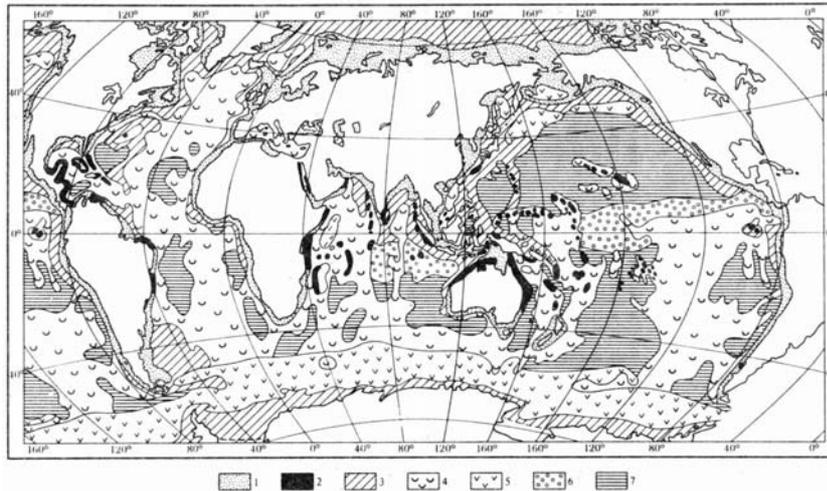


Рис. 5.70. Відклади Світового океану (за О.К. Леонтьєвим).

1 – прибережні та шельфові, здебільшого теригенні; 2 – коралові відклади; 3 – пелагічні, здебільшого теригенні (у вулканічних районах і вулканогенні), а також айсбергові відклади; 4 – карбонатні пелагічні відклади, в тому числі і форамініферові; 5 – діатомові; 6 – радіолярієві і діатомово-радіолярієві; 7 – червона глина.

При надходженні осадового теригенного матеріалу в Світовий океан відбувається його механічна диференціація, суть якої полягає в пристосуванні принесених вітром, або річками уламків до існуючих в океанах та морях динамічних умов, які змінюються як з глибиною, так і залежно від відстані віддаленості від суходолу. В результаті цього, відбувається сортування уламків за розміром і вагою. Здебільшого механічна диференціація проявляється в поступовій зміні осадків – від піщано-гравійно-галечникових у прибережній (літоральній)

мілководній частині, через піщані і піщано-алеврити-пелітові в батіальній зоні до самих тонких пелітових осадків в абісальній зоні ложа океану. Проте, наведена схема диференціації ускладнюється такими факторами як: 1) нерівності в рельєфі області шельфу; 2) постачання ріками в різних кліматичних зонах неоднакового за складом матеріалу; 3) вплив поверхневих та підводних течій; 4) гравітаційні підводні процеси, до яких відносяться осуви та каламутні потоки, місцем зародження та розвитку яких є материковий схил.

Каламутні (суспензійні) потоки є потужним фактором підводного переміщення осадового матеріалу. Вони являють собою розріджені мулисті осадки, які у вигляді придонних потоків рухаються з великою швидкістю по підводних долинах та каньйонах. Рухаючись, такі потоки призводять до донної та бокової ерозії, а в нижній частині материкових схилів (в підніжжі) акумулюють весь уламковий матеріал у вигляді конусів виносу. Такі відклади називаються **турбідітами**.

Суттєві відхилення від нормальної диференціації осадового матеріалу, які пов'язані з кліматичною зональністю, спостерігаються в приантарктичній і, частково, північній полярній та екваторіально-гумідній зонах. В першій вони пов'язані з геологічною діяльністю материкових льодовиків і виділяються як айсбергові (льодовикові) осадки, а в другій – з діяльністю великих рік.

Айсбергові осадки особливо широко розвинені в антарктичній частині Світового океану, де льодовики, рухаючись, проводять інтенсивну екзарацію з захопленням уламкового матеріалу. Останній відноситься шельфовими кригами та айсбергами далеко в океан. При дрейфі та таненні айсбергів уламки вивільняються і відкладаються на дні. Характерною особливістю таких осадків є присутність в них брилово-щербінчатого матеріалу та жорстви. Такі осадки облямовують береги Антарктиди майже суцільною смугою шириною від 300 до 1200 км. Вони поширені не тільки в межах шельфу та континентального схилу, але спостерігаються також і на прилеглих ділянках ложа океану, де грубоуламковий матеріал.

принесений айсбергами, залягає на тонкозернистих мулистих осадках.

Осадки екваторіальної гумідної зони поширені в океанах та морях, що омивають континенти, де утворилися потужні кори вивітрювання, в яких переважають глинисті мінерали – монтморилоніт, каолініт та інші. В таких областях ріки виносять здебільшого тонкий пелітовий матеріал, який відкладається безпосередньо біля берега та поблизу гирла і практично відсутній в межах зони шельфу.

Органогенні (біогенні) осадки тісно пов'язані з природною зональністю, яка визначає розвиток тої або іншої біогенної речовини.

Органогенні планктонні осадки поділяються на два типи: 1) карбонатні, які складені на 30% та більше CaCO_3 і 2) кременисті, складені більше ніж на 30% з аморфного кремнезему. Серед них поширенішими є карбонатні осадки, котрі, в свою чергу, діляться на форамініферові, коколітофоридові та птероподові.

Форамініферові осадки складаються з черепашок простих одноклітинних організмів – форамініфер з вапняковим скелетом, або їхніх уламків. Розміри черепашок таких організмів становлять 50-1000 мкм. Живуть вони в верхніх шарах води з максимальним поширенням до глибини 50-100 м. Відмираючи, форамініфери повільно опускаються на дно, утворюючи різні за гранулометричним складом осадки, що залежить від розмірів та збереженості черепашок. Це здебільшого піщано-алевритові або алеврито-пелітові карбонатні утворення, в яких кількість CaCO_3 змінюється від 30-90 до 99%. При хорошій збереженості черепашок утворюються піщані осадки.

Форамініферові відклади поширені здебільшого на глибинах від 3000 до 4500-4700 м. Глибше, в холодних, не насичених CaCO_3 водах, форамініферовий мул розчиняється, не досягаючи дна, і змінюється кременистими або полігенними осадками.

Кокколітофоридові осадки утворюються за рахунок накопичення пластинок вапняних водоростей, коколітофорид, мікроскопічних розмірів (5-50 мкм).

Птероподові і птероподово-форамініферові осадки складаються з рештків пелагічних планктонних моллюсків – птеропод, які живуть у теплих тропічних та екваторіальних водах і поширені до глибини перших сотень метрів. Черепашки птеропод складаються з арагоніту (легко розчинної форми CaCO_3), внаслідок чого при відмиранні вони не опускаються глибше 200-220 м. Типові птероподові осадки зустрічаються рідко і спостерігаються у вигляді окремих плям незначних розмірів на підводних підвищеннях. Здебільшого поширені змішані птероподово-форамініферові осадки.

Кременисті планктоногенні осадки об'єднують діатомові та радіолярієві утворення. Перші є результатом накопичення кременистих панцирів діатомових водоростей (діатомей), які проживають у водах холодних приполярних областей. Це здебільшого алеврито-глинисті та глинисті утворення з вмістом кремнезему понад 30%.

Радіолярієві осадки складені кременистими скелетами найпростіших планктонних організмів – радіолярій. Вони характерні для океанів та морів екваторіальних широт, де зустрічаються разом з діатомеями, утворюючи радіолярієво-діатомові або діатомово-радіолярієві осадки, які поширені на дні улоговин нижче критичних глибин карбонатного осадконакопичення.

До **бентогенних осадків** відносяться органогенні рифи, відомі під загальною назвою – **коралові рифи**. Вони утворюються при рості коралів та водоростей, які відбирають з морської води CaCO_3 для побудови своїх скелетних частин. Фактично, це коралово-водоростеві рифи, в біоценози яких входять також різноманітні моллюски, бентосні форамініфери та голкошкірі. Роль різних організмів біоценозів коралових рифів у накопиченні карбонатного матеріалу, за даними О.П.Лісіціна, різна. Перше місце посідають вапнисті водорості (30-50%), на другому – рифові корали (10-30%), третє належить моллюскам (10-20%), а четверте – форамініферам (1-10%). Найсприятливішими умовами для розвитку біоценозів коралових рифів є води тропічних та субтропічних широт, а глибини – від

10-15 до 70-80 м. Для утворення рифів важливе значення має прозорість морської води, насиченість її киснем, кальцієм і карбонат-іонами, а також нормальна солоність в межах 30-35‰. Виділяється декілька типів коралових рифів: облямовуючі, або берегові, бар'єрні та атоли (рис. 5.71).

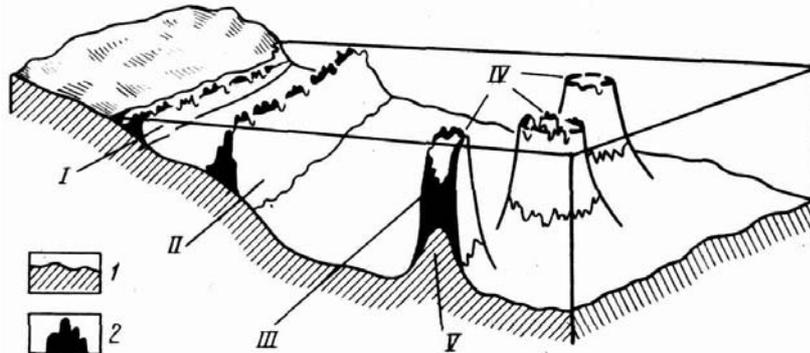


Рис. 5.71. Різні види коралових рифів.
 1 – корінні породи; 2 – рифові органогенні споруди. Рифи: I – береговий, II – бар'єрний, III – поодинокі; IV – атоли; V – гайот.

Облямовуючі рифи формуються біля берегів і здебільшого з'єднані з материками або островами.

Бар'єрні рифи відокремлені від корінного берега материків або островів кораловими лагунами і характеризуються значно більшою потужністю в порівнянні з облямовуючими рифами.

Атолами називаються кільцеподібні коралові рифи, які, на думку Ч.Дарвіна, є різновидом бар'єрних рифів, котрі облямовували острови, що з часом опустилися, а на їх місці утворилися лагуни, де накопичувалися карбонатні осадки у вигляді уламків та тонкого детриту (лат. “детритус” – *перетертий*) карбонатних організмів – водоростей, коралів, черепашок форамініфер та молюсків.

В океанах і морях відомі також черепашкові осадки – черепашник, який являє собою накопичення цілих або подрібнених черепашок молюсків та інших організмів з

карбонатним скелетом. Найбільше поширені карбонатні черепашняки в межах шельфових зон аридних областей.

Полігенні осадки, або “червона глибоководна глина” коричневого кольору різних відтінків, складені з найтонших уламків. Вміст в них пелітової фракції досягає 95-98%, при цьому на долю субколоїдної фракції розміром менше 0,005 мм приходить до 70-75%. Поширення типових “червоних глин” характерне для найглибших ділянок океанів, які знаходяться нижче критичної глибини карбонатного осадконакопичення і віддалені від континенту на значні відстані. Такі глини складені осадовим матеріалом різного генезису. Це може бути нерозчинний матеріал з черепашок форамініфер, вулканічний попіл, тонкодисперсні частинки теригенного матеріалу принесеного ріками, еоловий та метеоритний піл, біогенний матеріал, тощо.

Вулканогенні осадки складаються з лавового та пірокластичного матеріалу, який є продуктом виверження підводних вулканів. Значна роль при вулканогенному осадконакопиченні належить також вулканічному попелу дрібноалевритової і алеврито-пелітової розмірності.

Хемогенні осадки утворюються шляхом випадання мінеральних солей з пересиченої хімічними елементами та сполуками морської води. В аридних кліматичних зонах найпоширенішими є хемогенні карбонатні осадки, які утворюються в умовах мілководдя до глибини не більше ніж 20 м, та при температурі води +25 – +30°C. У цьому середовищі багата рослинність поглинає велику кількість вуглекислого газу, що призводить до порушення карбонатної рівноваги, перенасиченості води CaCO_3 та його випадання. Карбонат кальцію випадає у вигляді дрібних, концентричної будови кульок, які називаються **оолітами** (грецьк. “οο” – яйце, “λίθος” – камінь). Розмір таких утворень не перевищує 2 мм. Разом з тим, він може також утворювати дрібний вапнистий мул піщано-алевритової розмірності.

Серед хомогенних утворень океаносфери поширені також фосфорити, глауконітові осадки та залізисто-марганцеві конкреції.

Фосфорити утворюються у вигляді конкрецій (кулькоподібних стяжінь мінеральних компонентів концентричної будови) в зоні шельфу та прилеглої до неї частини континентального схилу. Конкреції характеризуються розмірами від мікронів до десятків сантиметрів і навіть перших метрів у діаметрі.

До **глауконітових осадків** відносяться зелені дрібно- і тонкопіщані, піщано-алевритові відклади зі значним вмістом мінералу глауконіту оливково-зеленого кольору. Найбільша кількість глауконітових пісків зустрічається в межах шельфу та в верхній частині континентального схилу, на глибинах від 100 до 1000 м. В більш глибоководних осадках глауконіт зустрічається у вигляді домішок.

Залізисто-марганцеві конкреції поширені, головним чином, у глибоководних частинах океанів і в межах улоговин окраїнних і внутрішньоконтинентальних морів. Здебільшого вони приурочені до областей поширення “червоних глибоководних глин”, але зустрічаються також і серед форамініферових осадків. Це стяжіння неправильної форми розміром від 2-5 до 5-10 см. Утворення таких конкрецій можливе двома шляхами. Перший припускає надходження в води океаносфери гідратованих окислів заліза та марганцю разом з розчинним стоком рік і випадання їх із завішеного стану. Згідно з другим, утворення конкрецій відбувається на стадії перетворення осадків на гірські породи, коли відбувається процес переміщення елементів з відновлювального шару в верхній окислювальний, і скупчення їх на межі води та осадка.

Особливо інтенсивно процес хомогенного осадкоутворення відбувається в лагунах та затоках аридних кліматичних областей, де відбувається інтенсивне випаровування, що призводить до перенасичення води солями. Типовим прикладом сучасного утворення осадків у лагунах є накопичення солей в затоці Кара-Богаз-Гол Каспійського моря, солоність води якої майже в 20

разів перевищує мінералізацію в відкритій частині останнього. Води Каспію, які поступають через вузьку протоку, швидко випаровуються, що призводить до перенасичення розчину та випадання солей.

Запитання для самоперевірки

- 1. Дайте характеристику будови рельєфу дна океанів.*
- 2. Охарактеризуйте хімічний склад води океанів і морів.*
- 3. Охарактеризуйте причини виникнення припливів і відпливів.*
- 4. Дайте характеристику хвиль.*
- 5. Що таке абразія ?*
- 6. Охарактеризуйте органічний світ морів і океанів.*
- 7. Охарактеризуйте основні акумулятивні форми рельєфу, утворені під впливом геологічної діяльності морів.*
- 8. Дайте характеристику основним генетичним типам морських осадків.*
- 9. Назвіть основні органогенні породи які утворюються в морях та океанах.*
- 10. Назвіть основні хемогенні породи, які утворюються в морях і океанах.*