# Геологічна діяльність океанів і морів

Геологічна діяльність океанів і морів проявляється через сейсмічні процеси: землетруси та вулканізм, екзогенні гравітаційні і гідрогенні процеси, роботу донних і поверхневих течій тощо.

Сейсмічність і вулканізм у світовому океані. Здавна помічено, що епіцентри землетрусів на земній поверхні розташовуються не безладно, а групуються у визначені зони чи пояси, які отримали найменування сейсмічних поясів. У межах цих поясів землетруси не тільки найбільш часті, але і найбільш руйнівні.

На Землі можна виділити три сейсмічних пояси. Перший, найбільший по своїй довжині, утворює майже замкнуте кільце, охоплює окраїни Тихого океану і просторово цілком збігається з перехідною зоною. Другий пояс складно розгалужений і географічно відповідає системі серединно-океанічних хребтів. Третій – охоплює Середземномор'я, гори Південної Азії і зливається з першим в області Індонезійських морів і архіпелагів. Таким чином, особливості поширення сейсмічних поясів на поверхні Землі ще раз підкреслюють високу рухливість земної кори в межах найбільш динамічних структур дна Світового океану – перехідних зон і серединно-океанічних хребтів. Поза ними на материкових платформах (за деякими виключеннями) і ложі океану землетруси случаються вкрай рідко і не здобувають руйнівної сили.

Вивчення напруг, що виникають при землетрусах в окраїнній зоні Тихого океану, показало, що приблизно 75% землетрусів тут зв'язано з горизонтальними переміщеннями по розламах. Головні горизонтальні напруги на більшій частині периферії Тихого океану спрямовані по нормалі до простягань основних морфоструктур перехідних зон. Виключення складають Північна і Центральна Америка, а також південна частина Південної Америки, де ці напруги виявляють приблизну паралельність морфоструктурам.

Розташування фокусів землетрусів під геосинклінальними областями підлягають визначеним закономірностям. Воно визначається системою зон підвищеної нестійкості земної кори і мантії, нахилених убік материків і пронизуючих земні надра до глибин порядку 700 – 750. Ці зони одержали назва зон. У типовому випадку вони ідуть у глиб Землі приблизно під кутом.60.

Під серединно-океанічними структурами, судячи з неглибокого залягання вогнищ землетрусів, площини розламів можуть бути простежені лише на невелику глибину (перші десятки кілометрів). Цілком ймовірно, розлами повинні мати зустрічний нахил чи площин вертикальне закладення. Епіцентри землетрусів тут мають тенденцію групуватися на ділянках перетинань рифтової зони з поперечними розламами й уздовж розламів. Подібна картина відзначається й у перехідних зонах: велика частина їх зосереджена там, де глибоководні жолоби й острівні дуги січуть поперечні розлами.

Під час землетрусів нерідко відбуваються миттєві і дуже значні зміни рельєфу дна і берегів. Кожен землетрус у чи океані на його узбережжя викликає утворення величезних хвиль – так званих цунамі. Висота їх досягає 30 м, швидкість поширення – 400 – 800 км/год. Цунамі здатні піднімати донні осади на глибинах до 1000 м. Вони енергійно впливають на береги і підводні берегові схили, при сильних землетрусах можуть викликати катастрофічні руйнування прибережних споруджень і населених пунктів.

Екзогенні гравітаційні і гідрогенні процеси

Сезонні зміни щільності, солоності, температури, сольового складу води відбуваються лише в самому верхньому шарі і не відбиваються на геологічних процесах на гнітючій частині площі дна Світового океану. У придонних шарах води і від місця до місця ці характеристики змінюються також у вузьких межах. Наприклад, на глибинах більш 3 км різниця в середніх температурах придонних вод в антарктичній області й в екваторіальному поясі складає лише 2 – 3° С. У незначних, межах змінюються по меридіональному розрізі щільність і солоність придонних вод.

У цілому ці загальні положення, здавалося б, повинні вказувати на другорядне значення екзогенних процесів у формуванні рельєфу дна Світового океану. Однак з'являється усе більше даних, які свідчать про значну діяльність екзогенних факторів на дні океану, причому не тільки в прибережній зоні, де величезна перетворююча роль таких факторів, як хвилі і плини, не викликала сумнівів, але і на великих глибинах.

Екзогенні геологічні фактори, що діють в океані, розділяють на гідрогенні, гравітаційні і біогенні. До гідрогенних факторів відносяться: різні види руху морських вод – вітрове хвилювання і похідні від нього хвилі брижів і прибійний потік, цунамі, приливновідпливні рухи води, плину, що супроводжують вітрове хвилювання і приливновідпливні коливання; постійні чи квазістаціонарні плини поверхневої циркуляції вод; внутрішні хвилі, вертикальний циркуляція (перемішування) морських вод; різні придонні плини. Усі вони є предметом вивчення динамічної океанології, і ми обмежимося лише оцінкою їхньої можливості робити геологічну роботу на морському дні.

Гравітаційні процеси.

Кожен гідрогенний процес у чи тон іншого ступеня протікає за участю сили ваги. На дні Світового океану досить чітко виділяється група процесів, де сила ваги є головним чинником руху мінеральних часток і що вміщають чи просочують і оточують їхніх мас води. Ці процеси звичайно називають гравітаційними. У гідрогенних процесах уламковий (мінеральний) матеріал завжди відіграє пасивну роль (Лонгинів, 1973). До гравітаційних факторів відносяться суспензійні чи каламутні потоки і підводні зсуви (мал. 16), а також масове повільне переміщення товщі наносів – крип – у напрямку ухилу дна. Один з різновидів крипу – «плин» піску, що супроводжується «піскопадами», подібними, що спостерігалися при обстеженні підвідних каньйонів у Каліфорнійського узбережжя.

Підвідні зсуви можуть бути структурними (рух цільних блоків опадів без істотних порушень внутрішньої структури блоку) і пластичними (рух блоку, чи пакета відкладень, що поступово переходить у пластичний плин складового його матеріалу з «внутрішньою взаємодією часток», аналогічне чи лавинам брудокам’яними потокам).

Початок каламутним потокам дають ріки, що виносять величезну кількість дрібноземного матеріалу в прибережну зону моря, підвідні зсуви, що можуть бути спровоковані чи землетрусами ж виникнути мимовільно при нагромадженні дуже великих мас опадів на схилах, що не відповідають по крутості умовам стійкої рівноваги. При русі зсуву вниз по схилу осади розріджуються і зсув поступово перетвориться в каламутних потік. Причиною виникнення каламутних потоків може бути також перехоплення підвідним каньйоном мас наносів, що переміщаються в береговій зоні під дією хвилювання. Каламутні потоки стікають по підвідних каньйонах. В устях каньйонів, де швидкість потоків через вирівнювання схил падає, вони відкладають осадовий матеріал. Каламутні потоки, особливо могутні, можуть розривати і переміщати роз'єднані шматки підвідних телеграфних кабелів на великі відстані, якщо кабелі прокладені на шляхах їхнього руху. По зусиллях, необхідним для розриву кабелів і переносу їхнього обривків на ті чи інші відстані, розраховані швидкості каламутних потоків: вони можуть доходити до 100 км/год і більш. Стікаючи по підвідних каньйонах, закладеним, очевидно, в основному по тектонічних розламах, каламутні потоки активно впливають на їхнє дно і стінки. У результаті каньйони поглиблюються, стають звивистими, на них з'являються тераси й інші ознаки руслових і долинних форм. Там, де швидкість каламутних потоків падає, відбувається масова акумуляція стерпного ними матеріалу, формуються великі конуси виносу, звичайно прив'язані вершинами до усть підвідних каньйонів. Конуси виносу сусідніх каньйонів можуть зливатися між собою. У результаті в підстави материкового схилу формується велика похила акумулятивна рівнина – найбільш типове морфологічне вираження материкового підніжжя. Сумарна потужність опадів може досягати декількох кілометрів. На шельфі сукупна дія гідрогенних і гравітаційних факторів забезпечує по перевазі транзитний режим осадового матеріалу. До того ж субаквальне існування шельфу нетривало, тому морфологічні результати акумулятивної діяльності гідрогенних і гравітаційних факторів і її вплив на рельєф шельфу обмежені. У батіальній і абісальної зонах дна Світового океану інтенсивність дії цих процесів нижче, ніж на шельфі, але зате тривалість дії незрівнянно більше.

Геологічна робота донних і поверхневих океанських плинів. Останнім часом стало відомо, що існує ціла система донних абісальних плинів, що роблять геологічну роботу на дні океану. Вони утворяться за рахунок опускання і розтікання по дну вихолоджених шельфових вод Антарктики й у меншому ступені, але також охолоджених арктичних вод. Більш локальне значення має донний стік дуже солоних, а тому аномально щільних вод, що втікають в океан із Середземного, Червоного морів, а також з Перської затоки.

Головну роль у формуванні донних водяних мас грають антарктичні води. На шляху донних потоків холодних антарктичних вод, що випливають на північ, розташовуються широтні і субширотні ланки планетарної системи серединно-океанічних хребтів, однак вони не є для цих потоків перешкодою, тому що розсічені поперечними ущелинами, використовуваними донними водами для стоку з приантарктичних улоговин в океанічні улоговини, що лежать північніше.

До дійсного часу склалося загальне представлення про циркуляцію донних плинів у Світовому океані. Вивчено Атлантико-Антарктичний донний плин у південній частині Аргентинської улоговини, воно проривається через вузький прохід у зоні Фолклендського розламу, розтікається в обидва боки від проходу, але головним чином до заходу й утворить Західне фолклендські донні. Швидкість Західного Прикордонного донного плину, що утвориться уздовж материкового підніжжя Північної Америки в Атлантичному океані завдяки донному стоку холодних вод з Норвежсько-Гренландського басейну в північного підніжжя плато Блейк, досягає 20 див/с. З плинів, утворених стоком ненормально солоних вод, вивчений Лузитанська течія (на захід від Гібралтарської протоки). Його швидкість за даними безпосередніх вимірів на глибині 700 – 800 м перевищує 150 див/с.

Постійні донні плини здійснюють масове транспортування осадового матеріалу. Подібно хвилям і хвильовим плинам у береговій зоні моря, вони створюють своєрідні односпрямовані потоки осадового матеріалу, що рухається. За аналогією з береговими потоками наносів рух донного осадового матеріалу може припинитися чи цілком частково там, де по тим чи іншим причинам швидкість донного плину понизиться до критичної величини, тобто виявиться недостатньої для переміщення часток даної крупності і даного обсягу осадового матеріалу. У цьому відношенні найбільше добре вивчене Західне Прикордонне донне. Виявилося, що найбільші донні форми рельєфу в зоні дії цього плину – хребти Ньюфаундлендьский і Блейк-Багамський у дійсності являють собою гігантські акумулятивні тіла, складені косашаруватими опадами переважно мулистого складу з піщаними прошарками, що різко відрізняються по текстурі, структурі, складу від турбидитів – опадів мутних потоків, звичайно широко розповсюджених у межах материкового підніжжя.

Ньюфаундлендський хребет має вид могутньої коси, складеною товщею косорозшарованих алевритів з підлеглими шарами пелітових опадів, принаймні до глибини 1,5 км від поверхні дна ця товща просліджується досить чітко. Цілком очевидно, що осадова товща настільки величезної потужності може бути сформована або в результаті дуже рясного надходження осадового матеріалу, або в результаті великої тривалості процесу нагромадження.

Інша, ще більш велика акумулятивна форма, генезис якої зв'язаний з цим же плином, Блейк-Багамський хребет – гігантський дугоподібно вигнутий у плані вал, складений товщею мулистих і глинистих опадів з тонкими прошарками дрібного піску з косою шаруватістю. Для внутрішньої будівлі товщі характерні також утворення, що одержали назву «гігантських знаків брижі», чи «гігантських рифелів» – своєрідних піщаних хвиль із кроком (тобто відстанню між ними) у 4 – 5 км. Такі ритмічні образовавания відзначені також і в товщі, що складає Ньюфаундлендський хребет. Довжина вала більш 400 км, ширина 100 – 200 км. Найбільше повно описувана акумулятивна форма окреслюється ізобатою 4800 м, але вся її північна третина лежить на значно меншій глибині (2000 – 4000 м).

Очевидно, і в Атлантичному, і в інших океанах подібні утворення, зв'язані з транспортуванням і діяльністю донних плинів, що акумулює, не є виключенням. Є, наприклад, указівка на існування подібної форми («хребет»). Деви в південній частині Коморської улоговини в західній частині Індійського океану (Канаєв і ін., 1975), початок формування якої відноситься до верхньокрейдового часу.

У Тихому океані давно відома найбільша акумулятивна форма – Східно-тихоокеанський екваторіальний вал. Він починається на захід осьової зони Східно-тихоокеанського хребта між 6 і 12° с. ш. і протягається до островів Лайн. Глибоководне буравлення показало, що вал складний товщею карбонатних і карбонатно-кременистих опадів. Найбільш глибокі з розкритих буравленням шарів мають олігоценовий вік. Потужність вала більш 500 м. На відміну від раніше описаних форм це донне акумулятивне утворення сформоване при участі поверхневого екваторіального плину і зв'язано з зоною підвищеної біологічної продуктивності, присвяченої в східній частині Тихого океану до смуги апвел-лінга, обумовленого дивергенцією екваторіальних плинів.

Донні плини зі значною швидкістю перешкоджають відкладенню тонких (глинистих чи мулистих) опадів. Так, поширення щодо грубозернистих відкладень на плато Блейк витлумачується як результат інтенсивного впливу Гольфстріму на дно в районі плато. При ще великих швидкостях донні плини здатні еродувати дно і виробляти долинні і руслові форми, що дуже нагадують річкові долини на материках.,

Великі долинні форми, вироблені донними плинами на великих глибинах океану, ми пропонуємо називати абісальними долинами.

У північно-східній частині Тихого океану виявлена ціла система абісальних долин довжиною 1000 – 1500 км кожна. Ці долини прорізають поверхня плоских абісальних рівнин – Аляскинської, Алеутської, Тафт. Можливо, що вони також є результатом ерозійної діяльності каламутних потоків. По вієроподібному малюнку планового розташування долин ці абісальні рівнини можуть розглядатися як гігантські і сильно сплощені конуси виносу каламутних потоків, подібні з уже згадуваними найбільшими конусами виносу Гангу й Інду.

Отже, огляд деяких результатів транспортуючої діяльності донних плинів, їх акумуляційної й ерозійної роботи переконує нас у тім, що на величезних просторах дна океану енергійно функціонує могутній екзогенний фактор рельєфоутворення, що дотепер зовсім не приймався в увагу в загальних схемах екзогенезису рельєфу нашої планети.

Плину в морях і океанах здійснюють величезну роботу по розносі зваженого матеріалу. На мілководдя (шельф, берегова зона) приливними плинами створюються лінійно орієнтовані великі ритмічні акумулятивні форми – піщані гряди, ускладнені поперечними (також ритмічними) утвореннями – піщаними хвилями. Піщані гряди – переважно сучасні динамічні утворення; у тих випадках, коли вони розташовані на великій глибині, це, можливо, реліктові форми.

Як відомо, поверхневі води Світового океану знаходяться в стані циркуляції, що утворить систему квазістаціонарних плинів, що безсумнівно грають важливу геологічну роль як фактор розносу зваженого осадового матеріалу