

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ УКРАЇНИ
Одеський державний університет ім. І. І. Мечникова
Геолого-географічний факультет

Ю. Д. ШУЙСЬКИЙ

П О Х О Д Ж Е Н Н Я
Т А І С Т О Р І Я Р О З В И Т К У
С В І Т О В О Г О О К Е А Н У

Навчальний посібник

Одеса
"АстроПринт"
1999

Складність структурних характеристик Світового океану ілюстрована провідними особливостями його природи, які вказують на природну єдність цієї важливої системи на нашій планеті. Вона є результатом виникнення і еволюції земної кори, рельєфу океанічного дна, шару морської води і його взаємодії з дном, атмосферою і берегами, походження і еволюції живих організмів у водному шарі і регуляції його складу цими організмами і т. ін. в їх органічній єдності і активній взаємодії. Викладено нетрадиційні уявлення про вік і історію розвитку Світового океану. Фундаментальна географічна проблема, що тут розглядається, має й методологічне значення — для розвитку світогляду студентів. Цей посібник може використовуватися в процесі опанування кількох навчальних дисциплін, зокрема, "Фізичної географії материків і океанів", "Загальної океанології", "Землезнавства", "Екології Світового океану", "Природокористування".

Розраховано на студентів будь-яких форм навчання географічних і біологічних спеціальностей університетів, інститутів, технікумів, коледжів, академій. Посібник містить 2 табл., 23 іл., бібл. 38.

Рецензенти:

доктор геолого-мінералогічних наук, професор *Є. П. Ларченков*,
доктор географічних наук, професор *В. І. Михайлов*

Рекомендовано до друку Вченою радою
геолого-географічного факультету ОДУ,
протокол № 9 від 11 травня 1999 року.

III 1805040600-102
549-99 Везоголош.

ІЗВМ 966-549-259-4

© Ю. Д. Шуйський,
1999

Питання про походження та історію розвитку Світового океану вкрай складне і має багато протиріч в роботах різних авторів. За композицією воно складається мінімум з трьох дуже щільно пов'язаних частин: проблеми походження рельєфу і геологічної структури океанічного дна, проблеми генезису та наступної еволюції морської води, що заповнює улоговини океанів і морів, проблеми походження та розвитку життя в Світовому океані. Було б надто сміливо висловитися, що хоч би одна з цих проблем є вирішеною в загальних рисах. Без сумніву, що стан та рівень розробки даного питання змінюються на протязі часу, тому що з'являється нова наукова й фактологічна інформація, нові аналітичні дослідження і узагальнення, розроблюються нові теоретичні висновки, змінюються стадії розвитку науки. Отже, поточний навчальний посібник викладає стан питання про походження та розвиток Світового океану за підсумковими матеріалами в останній чверті ХХ-го сторіччя.

Тематика цього посібника досить актуальна для спеціаліста будь-якої географічної галузі, бо є фундаментальною загальногеографічною. Вона звичайно розглядається в низці географічних дисциплін, зокрема, в "Загальній океанології", в "Загальному землезнавстві", в "Фізичній географії материків і океанів", в "Геоморфології", тощо. Сукупність проблем, що витікає з названої теми, характеризується значною широтою і різноманітністю, які притаманні нашій планеті в цілому. Але тут беруться до уваги тільки провідні, базові проблеми, яких нами виділено три, і кожній присвячена окрема глава. До того ж як своєрідну передмову треба було розкрити сучасний загальний стан Світового океану, щоб студент був безпосередньо знайомим з цією оригінальною природною системою на нашій планеті. Єдність природи Світового океану і її ознаки викладаються в першій главі.

В другій главі йдеться про започаткування, походження і еволюцію земної кори та рельєфу океанічного дна. Перш за все аналізуються науково-пізнавальні погляди на походження дна Океану. З різним ступенем обґрунтування, розглядаються науково-теоретичні підґрунтя про дві провідні гіпотези - про гео-

синклинальну ("фіксистську") і про формування тектоніки літосферних плит ("мобілістську"), про їх значення в формуванні поглядів на основні структури дна Океану, в формуванні головних та другорядних форм рельєфу океанічного дна.

Разом з тим, наступною, другою частиною природної системи Світового океану, окрім дна як глобального улоговиння з його земною корою, визначена маса води, її товща, що займає це вмістилище. Ось чому третя глава присвячена проблемі походження води взагалі, походженню і еволюції води в океані. Тому перш за все тут викладаються основні результати дослідження походження солоних морських вод, причому, на фоні формування земної кори і улоговиння Океану ("вмістилища води"). Виникнення і розвиток водного середовища як складного розчину зробили необхідним аналіз процесів і імовірних причин відносної гідрохімічної рівноваги цієї води. Важливим показником змінності та сучасного стану природної системи Океану завжди буває напрямок та інтенсивність змін його рівня та обсягу, які щільно пов'язані із еволюцією позитивних і витратних елементів водного балансу. Як дуже важливі складові частини загального масообміну, розглядалися процеси солеобміну, обміну мулля ("завислого органічного і мінерального матеріалу") і обміну газів в мегашарі морської води.

Поряд з тим, що Океан наповнювався водою, що в ньому формувалася певна солоність і хімічний склад, виникло унікальне середовище мешкання різноманітних живих організмів. Це призвело до завершення загальної структури природної динамічної системи Світового океану, яка є єдиною, ціленаповненою, безперервною, із власними компонентами, з рисами і механізмами взаємодії, що склалися з суходолом і атмосферою. Ось чому в четвертій главі викладається проблема походження і шлях еволюції життя в океані. На початку глави наводиться інформація про започаткування життєвих форм і про типи істот. Потім розглядаються матеріали про еволюцію типів тварин, в зв'язку із розвитком тваринного світу на суходолі, що підкреслює певну єдність біосфери як глобального явища. Важливими індикаторами стану природної системи Світового океану виглядають характеристики еволюції біологічної маси речовини. Наприкінці глави показана еволюція форм організмів у зв'язку із змінами середовища їх мешкання.

Всі перелічені проблеми розвитку і сучасного стану Світового океану відносяться до категорії фундаментальних теоретичних підвалин географічної науки. Окрім їх широкого використання в

різних географічних дисциплінах, вони дають суттєвий вплив і на формування провідних напрямків природознавства в цілому. Особливо важливими вони виступають в програмі з географії в ординарній середній школі, в гімназії чи в ліцеї, - саме там вони беруть найактивну участь в формуванні світогляду учнів. Проблеми, що перелічені тут, сприяють вихованню в учнів оптимального погляду на природу Землі як єдиний організм, як нерозривне ціле, в якому всі компоненти і елементи географічної оболонки є взаємопов'язаними і взаємозалежними.

Цей посібник повинний містити учбовий матеріал, той, що є багато разів перевіреним і підтвердженим в практиці наукових досліджень багатьма методами, в надрах наукових шкіл різних напрямків і країн. Цей матеріал в своїй основі повинний бути представленим своєрідними географічними "аксіомами", незважаючи на стан та рівень розробки проблеми, гіпотези чи теорії. В цьому посібнику учбовий матеріал заповнений з багатьох публікацій таких видатних вчених, як В. В. Білоусов, В. Г. Богоров, А. М. Городницький, Р. Дітц, О. Д. Добровольський, Ч. Дрейк, Л. О. Зенкевич, Р. К. Кліге, О. К. Леонтьєв, О. І. Мамаєв, К. К. Марков, А. С. Монін, В. В. Орлюнок, В. Н. Степанов, К. Турек'ян, Ф. Шепард, Дж. Юінг, І. С. Щукін і багато інших. В тексті наводяться фактичні матеріали, висновки, формулювання, результати названих та інших авторів, а перелік відповідних бібліографічних джерел міститься наприкінці посібника. Результати досліджень в Світовому океані спонукають замислитися й уважно віднести до багатьох загальногеографічних положень і висновків, ознайомитися та проробити багато основної і допоміжної літератури, виробити чітке уявлення про історію Світового океану і Землі в цілому, затвердити численний і різноманітний географічний матеріал.

Вважаю за обов'язок висловити глибоку подяку моїм колегам, які взяли на себе клопоти редакторів, - проф. Є. П. Ларченкову і проф. В. І. Михайлову, за увагу до рукопису і цінні поради під час доробки і поточного удосконалення посібника.

Природна система Світового океану має глобальні принципи відмінності від всіх інших мегасистем на нашій планеті. Ці відмінності характеризують його як єдиний природний об'єкт, обумовлюють ритмічність кругообертання речовини, дають змогу інтерпретувати рівняння стану морської води. Природна єдність і природні особливості Океану є результатом всієї історії його виникнення і еволюції.

1.1. Головні особливості природи Океану

Світовий океан складається з різноманітних підрозділів - окремих океанів та морів, що з'єднуються поміж собою і утворюють єдину, відносно одноманітну природну систему. Вона відноситься не до статичних, а до динамічних систем, з власною структурою і зовнішньою взаємодією з суміжними системами нашої планети.

З точки зору розвитку і розповсюдження життя, Світовий океан виглядає як особливе довкілля, що суттєво відрізняється від наземного, суходольного в межах материків і островів. Вода Світового океану характеризується постійністю сольового складу (постійним співвідношенням між головними компонентами солей) та відносно невеликим коливанням елементарного складу в просторі водного мегашару. Відносно малі коливання їх характеристик за площею помітно сприяють розповсюдженню життя в океані. В якості прикладу, співставимо коливання температури води та повітря біля поверхні Океану та континентального суходолу. Найбільші зміни температури поверхневої води в Океані дорівнюють приблизно 30° С (від -1,8° до +29° С). В той же час температура повітря в приземному шарі континентального суходолу коливається в межах 147° С (від -88° на станції "Восток" в Антарктиді до +57,8° С на станції "Ель-Азізія" в Лівії, Африка). Разом з цим, в атмосфері синхронно змінюється й абсолютна вологість повітря: під час дії +30° в 1 м³ може вміщуватися 30 г водяної пари, а при -30° її концентрація складає тільки 0,3 г.

Таким чином, є очевидним, що *Світовий океан як глобальне природне середовище характеризується певними специфічними особливостями*. Їх можна зазначити багато, а найважливіми є наступні.

1. *Єдиний Океан має незвичайно велику площу акваторії*. Ця площа складає майже 361 млн. км², або 70,8% поверхневої площі земної кулі, в порівнянні з 29,2% поверхневої площі суходолу материків і островів. Таке співвідношення поформувалося на протязі всього часу еволюції нашої планети, і воно визначає сильний вплив на Океан неkontинентальних факторів і щільний взаємозв'язок його з атмосферою і материками. Майже таку ж роль відіграє й поверхня, що відокремлює гідросферу від літосфери, або - дно Океану. Ці два кордони мають велике значення для розвитку процесів обміну енергією та речовиною в Океані.

Світовому океану притаманний колосальний об'єм води, який перевищує 1,3 млрд. км³, що майже в 11 разів більше, ніж обсяг земного суходолу вище від *рівневої поверхні*. Загальна ж маса води в Світовому океані становить 1,37 x 10¹⁸ тонн.

2. В порівнянні з загальним об'ємом води в Світовому океані та обсягом води, що переміщується морськими течіями в відкритій частині акваторії, середньостатистична кількість континентальної солодкої води на протязі року складає дуже помірну величину. За детальними розрахунками [4, 11, 32], загальна кількість атмосферних опадів, що опиняються на поверхні Океану, становить майже 411000 км³/рік, а надходження річкової води - 41000 км³/рік. Це відповідає середньому значенню шару води в 1,25 м. Таке надходження в загальному випадку компенсується процесами випаровування, на підтримку якого витрачається провідна частина сонячної енергії, що розподіляється на площі всієї акваторії Океану. *Відносно малий внесок сумарного об'єму всієї кількості континентальних і атмосферних солодких вод в масу океанської води відбивається в явищах постійності сольового складу і в невеликих змінах густоти води в Світовому океані*.

3. *У всьому шарі океанічних вод вертикальні відмінності океанологічних параметрів і характеристик досить реально порівнюються з просторовими на площі акваторії*. Живі істоти розповсюджені на всіх глибинах Океану, аж до 11 км глибини, хоча їх біомаса не більше біомаси істот на суходолі, в конти-

нентальних умовах. За масою живих організмів серед них перед править *планктон*, який виглядає як дуже дрібні рослинні і тваринні організми, які вільно, пасивно плавають в шарі води і рухаються під впливом течій різної природи. А на материках, за всіма ознаками, життя припиняється вже на глибині до 7 км від земної поверхні, під впливом високої температури та високого тиску, як показали результати найглибокого буріння свердловин.

4. *Життєве середовище в Океані є безперервним.* В ньому немає твердих кордонів, які заважали б або перешкоджали б розселенню живих організмів в водній товщі. Зміни властивостей цього середовища невеликі, але, незважаючи на це, навіть такі невеликі зміни температури, солоності і глибини можуть все ж помітно впливати на розповсюдження дуже чутливих живих організмів.

5. *Єдність Світового океану перш за все забезпечується безперервними рухами води в вертикальному і горизонтальному напрямках.* Відомо, що в Океані існує вертикальна циркуляція, поруч із горизонтальною. Тому відбувається підняття глибинної води до поверхні в деяких районах, а разом з тим відбувається занурення поверхневої води в глибинні і придонні горизонти - в інших районах. Горизонтальні і вертикальні циркуляційні рухи пов'язують в єдине ціле всі води Океану. Саме рухомість слугує проводом єдності природної системи Океану, обміну речовиною і енергією в ньому, що поформувалося на протязі всієї історії розвитку і його, і Землі в цілому.

6. *Океанічна вода має властивість солоності, і містить в собі пересічно 3,5% розчинених мінеральних солей.* Найбільша кількість притаманна хлористому натрію (NaCl), - майже 2,7%. В відносно невеликій кількості містяться катіони натрію (Na^+), калію (K^+), магнію (Mg^{2+}) і кальцію (Ca^{2+}). Солоність води в Океані має велике значення як один з аргументів, що визначає рівноважний стан морської води. Склад солей в океанічній воді дуже близький до складу крові тварин. Стратифікація води щільно пов'язана з її солоністю. Внаслідок стратифікації створюються внутрішні поверхні розділу води, формується специфічна динаміка води з активним розвитком внутрішніх хвиль та турбулентності. Зовнішні фактори надходження тепла і вологи в результаті взаємодії поверхні Океану з атмосферою, суходолом і дном, процеси випаровування, - все це обумовлює параметри водних мас,

з їх певною температурою, солоністю, густістю, глибиною розташування. Водні маси виступають як середовище мешкання тих чи інших біоценозів.

7. *В Світовому океані відбувається глобальний механізм перетворення, трансформувannya енергії і обміну речовин, який є результатом його виникнення і всієї еволюції.* Існування цього механізму підтримується нерівнозначним нагріванням поверхневої води і атмосфери, бо вони неоднаково сприймають дію сонцевої радіації, а також під впливом сферичності Землі. В приєкваторіальних широтах нагрівання води супроводжується деяким підвищенням рівня і виникненням меридіанальних рухів води. Загальна вертикальна циркуляція води Океану підтримується охолодженням і зануренням холодної води в приполярних широтах, - вона визначає розповсюдження глибинних вод в напрямку помірних і тропічних широт.

Горизонтальні рухи повітря формують, головним чином, зональні переміщення води. Саме ці переміщення материковими перешкодами перетворюються в особливі системи горизонтальної циркуляції, що мають велику довжину, але вони дуже щільно пов'язані з вертикальними переміщеннями. На цьому загальнопланетарному фоні найактивнішими вертикальними рухами і продуктивністю відрізняються дві глобальні області: *екваторіальна*, з перевагою підняття води, і *біляполярна*, де переважають занурення води. В екваторіальних та тропічних широтах такий механізм циркуляції створює надходження біогенної речовини до верхнього шару та веде до загального підвищення продуктивності води в цих широтах. В біляполярних широтах збагачені киснем поверхневі холодні води занурюються до глибинної і придонної структурних зон. Причому, вода тут активно змішується, її динамічність підвищена, бо тут є розвинутою інтенсивна атмосферна циркуляція. Обмеженням продуктивності тут слугує світловий режим, нерівномірність надходження сонцевого світла під впливом добових і сезонних змін; саме ці зміни обумовлюють сезонність життєвого циклу. В південній (океанічній) півкулі, де перелічені процеси простежуються більш ясно і твердо, навколо Антарктиди формується глобальна, найбільше продуктивна зона.

Як підкреслюють В. Г. Богоров, Л. О. Зенкевич, Ч. Дрейк та ін., в поверхневому 100-метровому шарі води на протязі року в результаті дії фотосинтезу утворюється майже 550 млрд. тонн

біогенного матеріалу. Взагалі, в Океані підлягає циркуляції приблизно 1370 млрд. тонн осадкового матеріалу, що має різноманітне походження. В той же час скидається на дно як седимент приблизно 25 млрд. тонн. Біогенні речовини складають 10-20% як частка терригенних, іншими словами - 2,0-4,5 млрд. тонн. Отже, із складу біогенної речовини, що утворилася в Океані, скидається на дно як седимент 0,5-0,9%. Терригенні осадки в 5-10 разів перевершують кількість біогенних, але за їх співвідношенням неможливо дати оцінку відносної продуктивності континентальних регіонів земної кулі. Великий обсяг терригенного матеріалу в Океані - це наслідок тотальної денудації поверхні материків та скидання продуктів денудації в Океан. Загальну картину циркуляції (обертів) речовин в Океані взагалі відкарбовує меридіанальна крива швидкості осадконакопичення на дні, - вона чітко показує на максимумах осадкостворення в біляполярних і тропічно-екваторіальних широтах.

Отже, цей розділ показує головні властивості і особливості природної системи Світового океану, його відміни від природи суходолу, його складність, велику кількість різноманітних елементів природи, сталість механізму розвитку. Все це є відбитком складної історії формування і еволюції Землі в цілому.

1. 2. Ритми кругоперетворення речовини в Океані

Твердо встановлено, що на протязі всієї історії розвитку нашої планети Океан зазнавав еволюції під щільним впливом літосфери і атмосфери. *Різнманітні внутрішні процеси в Океані невід'ємно пов'язані між собою.* Така взаємозалежність чітко простежується як поміж окремими підрозділами Океану (малими і великими), так і в загальних межах всього Океану в цілому. *В якості підвалин вказаного взаємозв'язку виступають циркуляційні процеси. Їх спектр досить широкий - від процесів на рівні клітин до рівня процесів загальноокеанічних.*

На протязі всієї історії існування Світового океану досить характерними були (і зараз залишаються бути) специфічні динамічні, хімічні, біохімічні і геохімічні процеси формування вертикальної і горизонтальної структури вод, речовини, співтовариств організмів та їх продуктивності. Базою формування цих структур є діяльність циркуляційних циклических (зокрема - ритмічних) процесів. Найчастіше і в більшості вони проявляються в вигляді майже замкнених кругообігів маси і речо-

вини. Це не повна замкненість, вона має деякий люфт, і це дозволяє віднести такі процеси до ритмічних. Названа особливість дає ритмічним процесам змогу до розвитку як негативного, так і позитивного напрямків, а тому вона має принципово важливе значення для визначення взаємопов'язаності явищ. Саме вивільнення маси речовини, передавання енергії з ритму одного до ритму іншого масштабу і забезпечує такий взаємозв'язок. Прояви незамкненості, що розглядається, у рухомих мас і речовин є досить складними і різноманітними.

Існування Світового океану як глобального "організму", глобальної динамічної системи залежить від підтримки власного упорядкування, яке, на протилежність процесам вирівнювання властивостей, виглядає як перехід речовин від одного ритму до іншого, від накопичення і трансформації, *кругоперетворення* речовин під час такого переходу. Дуже типовим прикладом є накопичення осадкового матеріалу в Океані. Біогенні осадки, що мають безпосереднє океанічне походження і формуються саме в Океані, характеризують процеси накопичення речовини і сонцевої енергії, яка задіяна в біогенному матеріалі.

Відносно повно і детально є вивченими динамічні ритми мас - переміщення морської води. Масообмін відбувається за допомогою трьох різноманітних механізмів, конкретно - адвентивним переміщенням, хвильовим рухом і дифузійними явищами. В кожному ритмі беруть участь всі три механізми, але їх відносний внесок до ритмів великих і малих масштабів є неадекватним. Названі особливості з найбільшою детальністю і найоб'єктивним обґрунтуванням представлені в роботі А. С. Моніна та ін. [22]. Різна масштабність воднобалансових процесів і осциляцій рівня Океану розглянута А. О. Селівановим.

1. *Дрібномасштабні ритми - від частини секунди до десятків хвилин.* Їх розвитку підлягають поверхневі та внутрішні хвилі, турбулентність і процеси еволюції вертикальної мікросруктури водного шару.

Водна поверхня Океану практично ніколи не буває абсолютно рівною, незморшковою. Вона завжди є деформованою хвилями, причому типи і параметри хвиль досить різні. Оскільки головним типом виступають вітрові хвилі, то одна з головних причин поверхневих хвиль - це вітер. Багато авторів зазначають [10, 16, 18, 29, 32], що в відкритій акваторії Океану висота поверхневих (фрікційних) хвиль може дорівнювати

більше за 20-30 м. Великим є значення таких хвиль в змішуванні води в поверхневому шарі водної товщі, в утворенні поверхневого відносно однорідного шару, а також в розвитку своєрідних "хвильових течій". Нижню межу цього великого однорідного шару, за правилом, називають *шаром стрибку*, тому що градієнти океанологічних характеристик тут сягають значних величин [29].

Суміш шарів і своєрідна шарованість для структури густості в середовищі океанічних вод взагалі представляється в якості підвалин, фундаменту для розвитку широкого діапазону внутрішніх хвиль, які можуть виникати під впливом припливноформуючих зусиль, зміни атмосферного тиску, вітром на поверхні Океану, нерівнозначністю горизонтальних рухів води та впливом донного рельєфу.

Турбулентність відіграє суттєву роль для вертикального змішування океанічних вод, для обміну імпульсом руху теплоти з атмосферою.

2. *Мезомасштабні ритми, які мають періоди від годин до діб.* В їх режимі розвиваються припливні і інерційні коливання, що виникають під дією гравітаційного тяжіння Місяця й Сонця та сил інерції під впливом руху планети, що крутиться. Аналогічним інтервалом характеризуються добові міграції планктону, які в деяких регіонах Океану сягають сотень метрів.

Внесок припливів в сумішеві процеси вод простежується в межах шельфів відкритого Океану, коли припливна хвиля біля берегів суттєво трансформується. Під час такої трансформації можуть виникати короточасні, але відносно великі підвищення рівня і значні швидкості припливних течій.

3. *Синоптичні ритми від кількох діб до кількох місяців.* В Океані вони проявляються в вигляді горизонтальних вихорів з розмірами в декілька сотень кілометрів. Під час їх розвитку інтенсивність горизонтальних рухів може бути співставленою із швидкостями пересічних довготермінових течій. Така особливість відкарбовує дуже суттєві обставини, які мають велике значення для практики. Вона свідчить про те, що швидкості на протязі синоптичних періодів в окремих регіонах можуть суттєво відхилитися від пересічно багаточасних. На наступне може з'явитися потреба для складання синоптичних карт океанічних течій. Синоптичні ритми віддзеркалюються й в коливанні температури, яка може місцями сягати кількох градусів (за шкалою Цельсія).

Слід нагадати, що ритміка того порядку торкається також змін води в річках і вологості повітря в атмосфері. За існуючими матеріалами [8, 15, 22, 32], в атмосфері одночасно міститься 14000 км^3 води, а з поверхні планети випаровується пересічно 525000 км^3 вологи кожнорічно. Отже, круговертотворення води в атмосфері відбувається 37 разів на рік, чи приблизно один ритм - кожні 10 днів. Гідрологічні розрахунки встановили пересічний водообіг в річках, який становить 11 днів. Від Океану на суходол надходить пересічно 33-37 тис. $\text{км}^3/\text{рік}$ вологи, і разом з тим, - переміщення її над океанічною акваторією набагато більше, тому що 9/10 вологи, що випаровується, знову скидається в Океан і потрапляє до складу океанічної води. Відомі випадки, коли під час проходження тільки одного тайфуну впродовж 2 діб виливалося 45 км^3 опадів. Пересічний циклон переміщує вологи на порядок величини менше, ніж тайфун, але повторюється з більшою частотою. Зокрема, над акваторією Світового океану одночасно рухається кілька десятків циклонів із пересічними швидкостями приблизно 40 км/год .

Перші глобальні узагальнення розвитку первинних, чи елементарних, планетарних ритмів були виконані Б. Л. Дзердзевським в 60-х роках ХХ століття. З'ясувалося, що все різноманіття цих ритмів об'єднується в 13 типів. Саме вони отримали назву *елементарних циркуляційних механізмів*. Вони наділені важливими властивостями (на відміну від погодних умов) - великою стійкістю і загальною глобальністю. Термін кожного з них триває від 2 до 10 діб. Глобальні синоптичні ритми формують конкретну синоптичну ситуацію в межах атмосфери і, що вірогідно, - в Океані. Довготермінові спостереження над океанічною акваторією не залишають сумнівів, що тут розповсюджені різні синоптичні варіації. Можна бути впевненим, що одним з головних механізмів переходу енергії з атмосфери в Океан в межах елементарних планетарних ритмів виступають зміни атмосферного тиску, а вони передаються всьому мегашару океанічної води.

Необхідно зазначити, що первинні планетарні ритми суттєво відбиваються на сезонних ритмах загальнопланетарних процесів. Щодо короткоперіодного процесу, то його статистичний режим бачиться як елемент, складова частина наступного, більшого за масштабом простору і часу. Така ієрархія синоптичних систем склалася на протязі історії еволюції атмосфе-

ри і Океану, і вона дозволяє перейти до кількісних характеристик складних природних процесів. Відтак, за А. С. Моніним [21, 22], *"клімат - це статистичний режим короткоперіодних коливань метеорологічних полів, який сам безпосередньо відчуває довгоперіодні коливання"*.

4. *Період сезонних ритмів дорівнює року і кратним йому частинам.* Річна періодичність обумовлена відповідною дією сонцевої радіації, що надходить до Землі, і дуже добре відкарбовується на біологічній продуктивності окремих регіонів Світового океану. Зокрема, на північно-західній акваторії Атлантичного і Тихого океанів межі сезонних коливань температури сягає 14-18° С, а на північній обміліні Чорного моря - до 24-27° С.

Сезонний ритм визначається повторюваністю і послідовністю елементарних планетарних ритмів. Просторові масштаби сезонних ритмів мають залежність від меридіанальної дистанції природних зон і їх структурних особливостей. Тривалість окремих сезонів відчуває зміни від однієї широти до наступної. Взагалі сезони в атмосфері та Океані (мається на увазі гідрологічний сезон) переважно співпадають. Але разом з тим, відмінності, що все ж мають, зростають в напрямку від екватору до полюсів.

5. *Міжрічні ритми.* Вони синхронно, одночасно простежуються в межах великої площі акваторій Океану і в межах всієї атмосфери від року до року. За приклад мається коливання стану та інтенсивності північного відгалуження Гольфстріму з періодом майже 3,5 років, а також приблизно дворічні явища в межах впливу системи течій Ель-Ніньо і Ла-Нінья - явища послаблення інтенсивного підвищення глибинної води під впливом сгонів води пассатними вітрами вздовж берегів Перу. Міжрічні ритми мають прояв як переміщення теплових аномалій вздовж велетенських океанічних круговоротів. В якості масштабу часу для періодів міжрічних ритмів може бути термін горизонтального кругообігу і кругоперетворення частки води в Океані.

6. *Внутрішньовікові ритми, період яких дорівнює десятикам років.* Вони пов'язані з відповідного масштабу коливаннями клімату на Землі. Такі ритми віддзеркалюються в пересічному підвищенні температури води в великих широтах і деякому зниженні температури води в низьких широтах. Серед найбільш сталих внутрішньовікових виділяються ритми з

тривалістю 11 і 20-50 років. На Земній кулі найбільше розповсюдженими виявилися кліматичні ритми з періодом 30-35 років ("ритм Брюкнера"). Впродовж одного такого ритму низка вологих та прохолодних років змінюється низкою сухих і теплих.

7. *Міжвікові ритми, періоди яких становлять сотні років.* Вони простежуються в вигляді міжвікових коливань кліматичних характеристик і змін пересічної температури води на значній площі акваторії Океану. Відомі матеріали досліджень межвікової зміни стану Північної Атлантики під час "малого льодовикового періоду ХІІІ-ХІХ ст.", коли води Саргассового моря були пересічно на 2-3° С тепліші, а води навкруги Ісландії були пересічно на 1° С холодніші в порівнянні з сучасною довгочасною нормою [11,15, 32].

Пересічний "термін життя" глибинної води Океану, що був визначений за даними вуглецевого методу, визначається сотнями років. Вік взірця води стає більшим в умовах підвищення часу, коли вода не торкається повітря, і він стає меншим під впливом низького змісту C^{14} в порівнянні із стабільним ізотопом C^{12} . На підставі великої кількості взірців води Р. Хорн [22, 32] дійшов висновку, що "пересічний термін життя" води в Арктиці сягає 45 років, поверхневої води в північній і південній частинах Атлантики - 10 років, глибинної води в північній частині Атлантики - 600 років, в Антарктиці - 100 років, на поверхні Тихого і Індійського океану - 25 років, а глибинної води в них же - аж 1300 років.

Таким чином, міжвікові ритми пов'язані з обмінними процесами в межах всієї товщи океанічної води, іншими словами - з їх загальною вертикальною циркуляцією.

8. *Надвікові ритми з періодами, які дорівнюють тисячоліттям.* Чітко визначені, ритми такого масштабу мають термін 1800-1900 років, зокрема такі ритми зволоженості були описані А. В. Шнітніковим. Звичайно, вони містять в собі три головні фази: а) трансгресивну з прохолодно-вологим кліматом, під час якого підсилюється *гляціація*, збільшується річковий стік; б) регресивна фаза з сухим і теплим кліматом, коли зазнають відступу льодовики і річки стають мілкими; в) перехідна між попередніми фазами. Помічено, що перехід від регресії до транс-

гресії є швидким і чітко помітним, а перехід від трансгресії до регресії є значно повільним, поступовим, неквапливим.

Один раз впродовж 1800 років відстань між Сонцем і Землею є найменшою, а Сонце, Луна і Земля розташовуються на одній прямій. Таке явище супроводжується змінами припливотворюючих сил, з максимальними порушеннями в гідросфері. В цьому разі синхронно діють аномально великі припливи (сизигійні), поверхневі і внутрішні хвилі в Океані, і тому можуть помітно і швидко змінюватися параметри води - температура, густина, солоність - на вертикалі водного шару. Зменшення пересічної температури поверхневої води чітко вказує на відповідні зміни клімату. В цьому разі підкреслимо збігання режиму замулювання і ритміки осадконакопичення на дні озер Євразії (1850 років за А. В. Шнітніковим) і часового періоду між сусідніми явищами, коли відстань між Сонцем і Землею є найкоротшою (1800 років за астрономічними розрахунками).

9. *Геологічні ритми з періодами в десятки і сотні мільйонів років.* В даному разі вони виступають як фонові до всіх попередніх і віддзеркалюють напрямки еволюції Океану на протязі всієї історії Землі (розділ 2. 3). Зміст такого масштабу часу буде розглядатися в наступних главах цього посібника.

1. 3. Рівняння стану сучасної морської води

Морська вода як фізичний об'єкт, її солоність і хімічний склад є результатом виникнення і довготермінової еволюції Світового океану. Вся сукупність її властивостей, вплив на суміжні природні системи, реакція на вплив інших факторів і процесів, параметри як середовища життя, - все це визначає стан сучасної морської води. Від нього залежить поведінка всього Світового океану, що підкреслює найважливість такого показника.

Він представляється в вигляді рівняння, яке показує залежність густоти ρ , чи питомого об'єму ($\alpha = 1 / \rho$), води від температури (T), солоності (S) і тиску (P): $\alpha = \alpha(T, S, P)$.

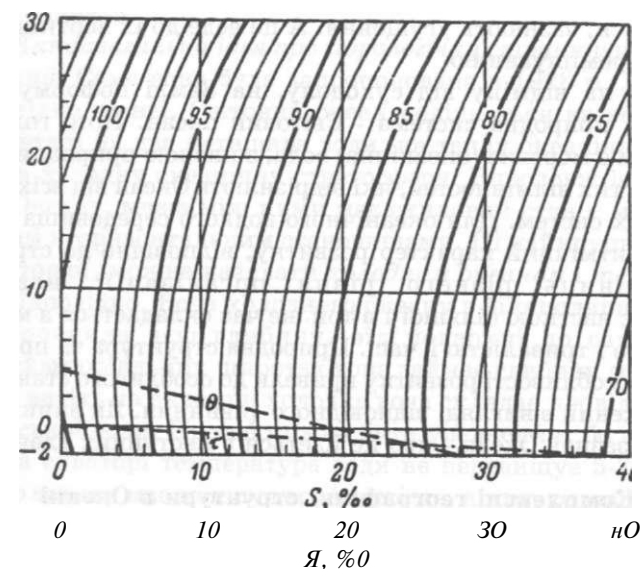
Ця залежність отримала назву *рівняння стану морської води* і була запропонована О. І. Мамаєвим [23, 32]. Зараз рівняння використовується для описів процесів, що відбуваються в Океані. Аналіз цієї залежності показав, що морська вода - це

вельми складна термодинамічна система, а зв'язки між густиною води і її температурою, солоністю і тиском відомі тільки приблизно. Зайвим тут є підкреслення, що така термодинамічна природна система була поформованою загальним шляхом еволюції Світового океану і планети в цілому.

Для розрахунків зручно використовувати не формули зв'язків, а по цим формулам побудовані графіки. Найчастіше застосовується графік умовного питомого об'єму як функція температури і солоності в стані незмінного тиску. Він виглядає як сукупність кривих однакового об'єму в полі температури і солоності (фіг. 1) і отримав назву *T, α -діаграми*. З неї витікає нелінійний характер залежності умовного питомого об'єму від температури і солоності, а також наявність у кривих густоти крапок екстремума, де $dT/d\alpha = 0$. Лінії, що з'єднує ці крапки, відповідає найбільша густина.

Як можна бачити на фіг. 1, температура найбільшої густоти ρ підвищується разом із підвищенням солоності. Такий взаємозв'язок звичайно виглядає як формула, за М. М. Zubovim:

$$\rho = 3,95^\circ - 0,228S - 0,0011S^2 + 0,00002S^3$$



Фіг. 1. Ізостерична T, α -діаграма морської води. Пунктирна лінія є лінією температури найбільшої густоти ρ , штрих-пунктиром позначена лінія температури змерзнення води T_f .

На цьому ж графіку накреслена лінія температур змерзнення води з різною солоністю. Названі дві лінії перехрещуються в тій точці, де солоність дорівнює 24,695‰, а температура $-1,332^{\circ}\text{C}$. Сенса цих значень криється в тому, що нижче за вказане значення ‰ температура найбільшої густоти розташована вище температури змерзнення, а потім, вище значення 8 температура змерзнення розташована вже вище температури найбільшої густоти. Коли $S > 24,695\text{‰}$, то вода називається *морською* (океанічною), а коли $S < 24,695\text{‰}$, то вода називається *солонатою* (розпрісненою). Впродовж охолодження, перемішування морських і розпріснених вод відбувається неоднаково. Саме за вказаними вище відмінними властивостями, солодководні водойми взимку не промерзають до дна, бо охолоджені до точки змерзнення колоповерхневі води не можуть зануритися в глибинну, з більшою густістю, хоча і значно теплішу воду.

Як зазначено в книзі [32], океанологічні наслідки нелінійного характеру залежності густоти води від температури і солоності можуть бути в вигляді такого явища, як угушення під впливом перемішування води. Зокрема, коли змішуються два однакових обсяги води з однаковою густістю, але з різною температурою і солоністю, то може виникнути вода, у якій густість більше за густість первісних, вихідних її частин. В результаті води, що змішуються, зазнають угушення. А це веде до їх вертикальних рухів і перемішуванню.

Отже, на відміну від суходолу, на Землі поформувалася унікальна природна система - Світовий океан. Його головним елементом є морська (океанічна) вода, з низкою природних особливостей, тих вілмінностей, які відрізняють Океан від всіх інших природних систем. Для океанічного водного середовища притаманний ритмічний характер розвитку, відповідно до структурних одиниць різного рівня організації: невелика одиниця є часткою більшої і в той же час складається з менших за площею і тривалістю в часі. Природна структура та просторово-часові особливості розвитку привели до особливого стану води, що виражений в вигляді відповідного рівняння. Як виник і якої еволюції зазнав Океан - про це йдеться в наступних главах.

1. 4. Комплексні географічні структури в Океані

Поруч із властивостями єдності Океану як динамічної природної системи, в її межах існують частини, яким притаманні

власні особливості, у відповідності з їх географічним становищем і історією еволюції. Треба урахувати ту обставину, що для океанічних водних структур в істотно більшому ступені, ніж для континентальних, характерним є не статична, а динамічна рівновага. Тому океанічні водні структури зберігають стійкість - стаціонарність, встановлюється, підтримується і відновлюється їх будова за рахунок обміну з зовнішнім довкіллям, за рахунок переміщення, трансформації і кругоперетворення маси, речовини і енергії й т. і., тих процесів, які за правилом називаються функціонуванням. За такої ситуації є доцільним використовувати два головних поняття структури: просторової і функціональної структури природної системи; вони двоє пов'язані щільно між собою, але мають різний зміст. Як зазначають дослідники [4, 10, 11, 22], в океані кожна з динамічних структур має властивість комплексності: в її склад входять гідрологічні, геофізичні, хімічні, біологічні, геологічні риси і інші елементи, складові частини, що надають суто географічної комплексності.

Тут здається доцільним розглянути такі риси і складові частини, які в першому наближенні дають описи структури Океану [10, 32]. Як і динамічна система Океану в цілому, вони є результатом довгочасного його розвитку впродовж всієї історії нашої планети.

1. *Якнайзагальна ідея про гідрологічну структуру Світового океану.* Саме вона була запропонована в 1928 р. А. Дефантом. Згідно до неї, Світовий океан поділяється на вертикалі і горизонталі на два мегашара води: на теплу океанічну тропосферу та холодну океанічну стратосферу. Впродовж історії еволюції Океану, межа між ними має схиловий стан - між вертикальним і горизонтальним становищами. Ці найкрупніші водні шари, товщі, можна називати *холодним океаном* і *теплим океаном* відповідно. Вода холодного океану в біляполярних широтах заповнила всю глибину, від поверхні до самого дна. В біляекваторіальних широтах вона займає глибину до кілометра, але навіть на екваторі холодна вода складає провідну частину морської води. Про це можна бути упевненим, бо глибше за 1 км на екваторі температура води не перевищує $5-7^{\circ}\text{C}$. Вода теплої океану має меншу вагу і густість, а тому розташована на поверхні холодної води, неначе на "рідинному дні", і заповнює собою поверхневі горизонти Світового океану в помірних, тропічних і екваторіальних широтах.

Кожна з названих гідрологічних структур відповідає найважливішим вимогам самостійності, які має мати Океан. В їх межах розповсюджені самостійні водні маси, вони існують в певних умовах впливу атмосферних явищ і, головне, вони мають напівзамкнуту циркуляцію, яка забезпечує матеріальну єдність природної системи. Незважаючи на величезні параметри спільного кордону між названими двома мегашарами, безпосередній обіг їх вод в вигляді течій відбувається у всьому світі.

2. *Геофізичні різноманітності в структурі Океану.* Цей підхід концентрує увагу на механізмі термодинамічної взаємодії складових факторів, процесів, явищ і об'єктів в Океані, а також на взаємовпливі Океану, атмосфери, літосфери і Космосу. Важливим поняттям, що є організуючим для питання геофізичної взаємодії і структурної різноманітності, виявляється ідея теплових машин, яка була розроблена В. В. Шулейкіним [22,32].

Як наслідок загальної еволюції Землі, "теплова машина першого типу" працює в меридіанальному напрямку між екватором ("нагрівачем") і полюсом ("охолоджувачем"). Провідним робочим циклом є циркуляція атмосфери, що в себе вміщує антипассати (висотний рух повітря в напрямку від екватору) і пассати (приземний рух повітря в напрямку до екватору).

Структура "теплових машин" веде до того, що саме екватор поділяє "теплий океан" на дві частини: північну і південну. Безсуперечно, що й континенти виконують такого ж типу підрозділ, - в результаті з'являється замість двох - шість "теплових" океанів ("субокеанів"). Теплообмін між Світовим океаном і космосом створює певне поле температури на поверхні водного шару. Під його впливом виникає процес термічної деформації найнижчого шару атмосфери, а саме - формується зростання обсягу повітря в зоні нагрівання та зниження обсягу під впливом стискування в областях охолодження повітря. Така деформація веде до певної структури висотного поля тиску. Виникають антипассати, і під їх впливом біляземне поле тиску набуває характерну рису смуги високого тиску повітря в субтропіках.

Аналогічно механізми взаємодії Океану з космосом і атмосферою формують й інші типи циркуляції атмосфери над Океаном, а це веде до загальної схеми поля вітрів над водною екваторією. Сумарне переміщення води в відкритому Океані визначається векторним полем тертя вітрових потоків та теп-

ловою взаємодією. Структура завершується саме ланкою, що висвітлює кордонні течії, - вони є особливо сильними біля західних кордонів (Гольфстрим, Куросіо, Гвіанська, Антилська), на екваторі (Пассатні, Ломоносова, Тареева, Кромвелла) і у зверненні до полюсів кордонів теплих океанів (Північно-Тихоокеанська, Північно-Атлантична, Антарктична течії).

3. *Кордонні поверхні та підвалини хімічного принципу в структурі океанічного простору.* Будь-яка хімічна взаємодія починається і з найбільшою повнотою висвітлюється вздовж кор-

д О Н І В
поділу, на контакті між різноманітними твердими, рідкими та газоподібними речовинами. Така властивість також притаманна живим організмам і різноманітним водним масам Океану. Про це йдеться в багатьох фундаментальних працях, зокрема, О. П. Віноградова, В. І. Вернадського, В. І. Михайлова, Р. Хорна. В відомій монографії Т. А. Айзатуллін [16] підкреслював, що унікальні активні властивості кордонних поверхнів відбуваються в найрізноманітніших масштабах - від завислої в воді земної океану мікроскопічної мінеральної частинки і клітинки до застиглої в "космічному океані" всієї нашої планети.

Навкруги кожної поверхні створюється своєрідне поле підвищеної хімічної активності та фізичних аномалій. Це поле можна розподілити на "активні шари", товщина яких зменшується на протязі наближення до тих поверхнів, які й породили такі шари, а хімічна активність і інші форми вільної енергії відчують підвищення. Існування активних шарів пов'язано з тим, що на кордоні поміж середовищами відбувається максимальна трансформація енергії (наприклад, космічної), має місце найбільший потенціал хімічної родинності (наприклад, поміж водними масами) і максимальна сукупність хімічних елементів (наприклад, в береговій зоні на кордоні між Океаном і суходолом).

Згідно до концепції активних поверхнів, просторова структура Океану має квазіконцентричний, або циркукордонний характер. Вона складається з відносно інертної центральної частини і кількох оболонок, що притиснуті до кордонів: з активної поверхневої плівки (чи ієрархічної сукупності вкладених одна в наступну плівок з товщиною від мікронів до сантиметрів), активного квазіоднорідного шару з товщиною, яка

вимірюється десятками метрів, та перехідного шару з товщиною приблизно кілометр. Ці розміри тут наведені для того, щоб робити відрахування уздовж вертикалі. Кордонні шари, що тяжіють до берегів, мають значно більшу ширину у зв'язку з тим, що процеси горизонтального переміщення речовини в Океані розвиваються із значно більшою інтенсивністю.

4. *Біологічна структура Океану.* Перше обґрунтування біологічної структури Світового океану знаходимо у В. І. Вернадського. Він дійшов висновку, що згущення життя тут законцентровано в кількості води, яка не перевершує 2% океанського простору, а весь інший простір окупований розпорошеннями життя. Така оцінка підтверджується сучасними дослідженнями. В. І. Вернадський визначив лише чотири статичних концентрації життя: дві плівки (планктонну і донну) і два згущення - прибережне (морське) і саргассове.

Саргассова концентрація життя визначена в відкритому океані, а інші пов'язані з дном і берегами вздовж відповідних кордонів. Планктонна плівка - це збагачений планктоном верхній 100-метровий шар води. Всі вони відбивають циркумкордонну структуру Океану, як це підкреслювалося під час розглядання принципів хімічної взаємодії в Океані. Максимуми концентрацій життя в Океані відповідають головним океанічним фронтам між окремими водними масами, фронтальним зонам на кордонах між полярними і теплими океанами. Головна смуга тяжіє до екваторіальної зони. Між головними фронтами і біологічною активністю існує добре помітний яскравий зв'язок.

5. *Географічне підґрунтя в природній структурі Океану.* Географічний принцип структурного поділу міститься в синтезі окремих, компонентних структур (гідрологічній, геофізичній, хімічній, біологічній). Базою синтезу вважається віддзеркалення взаємодії космосу і конкретних географічних оболонок. За географічним принципом, більшість авторів [10, 29, 32] виділяє в складі природної структури Океану такі провідні риси.

5. 1. Єдність просторової структури. Протилежно континентам, що відокремлюють один океан від іншого, Світовий океан має рису єдності. Просторова єдність міститься в тому, що найважливіші структурні чинники орієнтовані вздовж зовнішніх кордонів Океану - атмосфери, континентів і дна. Отже, структура Океану є циркумкордонна. Вона має внутрішнє

дрібноградієнтне поле та кордонні шари - оболонки з підвищеною активністю. Така структура пов'язана з географічною (комплексною) взаємодією Океану з оточуючими сферами, що веде до обміну речовиною і енергією. Потоки речовини і енергії, що входять в Океан, упродовж вторгнення в його шар зазнають трансформації, розпорошення, вступів в реакції, компенсацій і нарешті - згасання.

Параметри і режим розвитку оболонок пов'язаний з фундаментальним гідродинамічним законом зменшення швидкості самодифузії води упродовж часу наближення до будь-якого кордону (за станом - твердого, рідкого, газоподібного). Відповідним чином, шари, що розташовані біля або на саме кордоні, виглядають як тонкі та найтонші плівки, які мають дуже аномальні властивості; "в'язкий ламінарний субшар", "холодна поверхнева плівка", плівка аномального хімічного складу води, нейстонна біологічна плівка Зайцева, - все це шари, товщина яких складає міліметри і сантиметри. Але разом з тим їх внесок в розвиток Океану є визначальним, дуже великим. Зрештою, упродовж віддалення від кордону, в області розвиненого змішування різноманітних елементів середовищ формується квазіоднорідний шар, що має вертикальну товщину в десятки метрів вимірювання, з властивостями активності за фізичними, механічними, хімічними і біологічними проявами.

Врешті решт, в межах природної системи відкритого океану також існує взаємозалежність між властивостями, що перелічені: найбільше зростання активності виявляється в біологічних явищах, які відповідають найскладнішій формі руху матерії і найсильніше залежать від інших властивостей. Але абсолютно найвідчутніше реагування на зовнішній вплив мають морфо- і літодинамічні процеси в межах берегової зони океану.

Треба зазначити, що тут нами перелічені далеко не всі найважливіші циркумкордонні океанічні явища. Треба додати також шулейкінські кордонні "теплові машини другого роду", які працюють на тепловому контрасті "Океан - Суходол"; механізми упорядкованої суміші поверхневого шару, що відомі під назвою "вихорі Ленгмюра"; "бароклінний шар Океану", що являє собою поверхневу зону компенсації аномалій тиску, яка характеризується запасом реальної потенційної енергії; циркумконтинентальну "зональність" донних відкладень; всі ці явища повсюдні і зустрічаються в різних районах.

5. 2. На фоні загальної єдності Океану, циркумкордонна структура є неоднорідною. Вона вміщує окремі активні точки, осередки підвищеної взаємодії сфер, що мають значення для всього Океану (зокрема, осередок формування біядонної води в морі Уедделла, глибинної води в Середземному і Червоному морях, тощо). Абсолютною активністю і різноманітністю активності характеризується контактна зона між суходолом і океаном - берегова зона моря.

5. 3. Для природної системи Світового океану характерною є анізотропність: він передає імпульси впливу кордонних поверхнів з різною швидкістю і в різних напрямках. Наприклад, на екваторі течії з великою швидкістю руху можуть перенести воду Атлантики від західного до східного берегу за 50 діб; але в той же час для переміщення і повного оберту води за допомогою сумішування в Центральній Атлантиці, де суттєві перетинаючі океан течії відсутні, заважається термін майже 100 років. Тому вода біля одного берега може дійти до протилежного берега непрямым шляхом, а вздовж напрямків циркумкордонних течій. Ще більше часу потрібно, щоб вода зазнавала суміші в вертикальному напрямку під впливом конвективних процесів, - для повного відновлення води біля дна є потреба в сотнях років, а в тренчах - навіть в тисячах років.

5. 4. Вертикальна і горизонтальна стяжність (поясність) як одна з важливіших географічних закономірностей. Вона криється в вертикальній і горизонтальній організації океанічного простору, в розподілі природних характеристик за площею і в стратифікації водного шару уздовж вертикалі, що веде до створення внутрішніх кордонів в Океані як кордонів другого порядку. Такі кордони виникають як наслідок функціонування "теплових машин першого типу" і розподіляють океанічний простір вздовж екватору та головних океанічних фронтів. Ці два кордони мають реальний фізичний сенс (перший - це кордон між різними за знаком полями планетарного віхора, а другий - між теплими і холодними водами). Вони виразно відрізняються на біологічних картах як згущення життя в Океані, подібно до бар'єрних (кордонних) ландшафтів суходолу. В межах цих кордонів чітко простежується "циркумокеанічна стяжність", яка відкарбовується на картах течій, біомаси і біопродуктивності.

Результати, що отримані, мають важливе значення як базис для складання карти комплексного районування Океану на найвизначні фізико-географічні регіони. Такий принциповий і типологічний поділ супроводжується детальністю, згідно до якої може бути визначена найзагальна вертикальна структура за термічно-сольовими показниками. В даному разі виділяються вертикальні структурні зони океану [22, 29, 32].

В цій главі викладені найпровідніші властивості Світового океану як природної системи. Ці властивості поформувалися на протязі всієї історії її еволюції, під впливом щільної взаємодії з атмосферою, літосферою і Космосом. В результаті мала нагоду скластися природна єдність Океану, ритмічність процесів круго-перетворення і обігу речовини, певні фізико-хімічні властивості води із конкретними концентраціями маси і енергії, комплексні географічні структури. Тому зараз є закономірним і в стані рівноваги, що теплі субокеани переважно зайняті субтропічними антициклонами, характеризуються високим випаровуванням, яке пов'язано з не досить високою вологістю надокеанічного повітря, підвищеною солоністю, стійкою стратифікацією водного шару. В їх межах розташовані найвеликі морські "пустелі", для яких типовими виступають певні флора і фауна. В межах акваторій полярних океанів переважають атмосферні опади над випаровуванням, зниженою є солоність і стійкою є стратифікація поверхневого шару, підвищеною є частка процесів циклонічного типу. А ось для кордонних широтних поясів типовою є зміна структури і процесів розвитку, висока вологість і хмарність.

Безсумнівно, що всі ці особливості будуть визначати наступні шляхи розвитку Океану, в тому числі і з участю антропогенного фактору. Аналіз розглянутих природних властивостей визначив, що в цьому навчальному посібнику доцільно дати пояснення таких вузлових питань, як проблема походження та еволюції земної кори та рельєфу океанічного дна, проблема походження та еволюції водного шару та проблема походження та еволюції живих організмів в Океані.

**ПРОБЛЕМА ПОХОДЖЕННЯ ТА ЕВОЛЮЦІЇ
ЗЕМНОЇ КОРИ ТА РЕЛЬЄФУ ОКЕАНІЧНОГО ДНА**

Природний стан і особливості Світового океану були розглянуті в попередній главі. Їх обґрунтування треба починати з його походження і історії виникнення, що щільно пов'язано з виникненням і еволюцією Земної кори. Тоді стають зрозумілими розвиток і будова рельєфу океанічного дна. Досягнення мети, що має ця глава, забезпечується аналізом наукових поглядів на походження дна Океану, викладенням головних підвалин гіпотези тектоніки літо-сферних плит, розгляданням формування головних структур океанічного дна і загальних рис рельєфу.

2. 1. Аналіз наукових поглядів на походження дна океанів

Ніяка з геотектонічних гіпотез не в змозі замовчувати питання про походження океанів, океанічної земної кори і рельєфу дна океану. Існує досить велика кількість різноманітних гіпотез про походження материків і океанів [3, 7, 21, 26, 28, 30, 32, 36]. Частина їх виходить з уявлень про первинність базальтової (океанічної) кори і розглядає континенти (в геофізичному сенсі) як результат еволюції океанів. Механізм перетворення океанів (океанічної земної кори) в континенти – це геосинклинальний процес. Так звані області переходу, інакше кажучи – крайкові геосинклинальні території, при цьому розглядаються в якості середовища, де відбувається переробка океанічної земної кори в материкову.

Сукупність багатьох і різноманітних розробок з проблеми походження дна океану дозволила дійти висновку про об'єднання точок зору в три провідні групи [19, 23, 30, 32], що також підтримувалося Д. Г. Пановим. Це гіпотези: а) *первинності океанів*, або утворення їх в період виникнення земної кори безпосередньо; б) *вторинного утворення улоговини в межах окремих ділянок материкової земної кори*; в) *формування океанів на протязі дії горизонтальних рухів окремих брил земної кори*.

Гіпотеза первинності океанів вперше була запропонована відомим американським геологом і географом Дж. Дана [11, 18, 21]. Згідно до провідних ідей цієї гіпотези, земна кора океанічного типу є вихідною субстанцією до кори материкового типу, яка формується в процесі взаємодії з поверхнею Землі, з океаном і атмосферою. З геофізичної точки зору, континенти являють собою наслідки еволюції океанів. Механізм перетворення океанічної земної кори в континенти є утворенням за допомогою геосинклинального процесу. Так звані "перехідні зони", чи крайкові геосинклинальні області, при цьому розглядаються як такі області, де відбувається переробка океанічної кори в материкову.

Такі погляди і ідеї Д. Дана були розвинуті пізніше Ч. Шухертом і У. Уїлсом. В найбільш повній і чіткій формі названа точка зору була представлена в 50-х роках XIX століття П. Н. Кропоткіним, Г. Джефрісом і, особливо, – Дж. Вільсоном [18, 19, 21]. В наступних розробках П. Н. Кропоткін і Дж. Вільсон суттєво змінили свої погляди і кінцеві висновки. Одним з важливіших доказів на користь викладеної точки зору Дж. Вільсон вважав розростання континентів уздовж периферії, за рахунок приєднання до крайків платформ все нових ділянок, які зазнали складчастості і подальшу консолідацію. Цікаво, що цей автор під час розглядання процесів еволюції Землі надавав суттєвого значення стисненню планети, а при цьому від вважав, що утворення атмосфери, гідросфери за рахунок дегазації мантиї і викиди вулканічного матеріалу неминуче повинні були створювати зменшення об'ємів у надрах Землі. Але треба мати на увазі, що визнання такого стиснення не має нічого спільного із "Зюссівською" гіпотезою контракції, яка ґрунтувалася на відмерлих уявленнях про застигнення первинно розплавленої Землі.

Протилежна точка зору розвивається прихильниками теорії "океанізації". Згідно неї, всі океани (чи принаймні – Атлантичний, Північний Льодовитий і Індійський), а також крайкові та Середземні глибоководні моря, виникли в вигляді вторинних утворень на місці минулих континентів. Це означає, що океанічна чи субокеанічна земна кора утворилася на місці тієї континентальної кори, що була спочатку тут як результат еволюції протопланетної речовини. Найбільш послідовно це уявлення відстоюють, захищають та удосконалюють В. В. Білоусов [2, 3] і В. В. Орлюнок [25, 26] (глава 5). Згідно до точки зору Ю. М. Шейнманна та Ю. М. Пушаровського [7, 18, 23], океани утворилися на місці первісної земної кори.

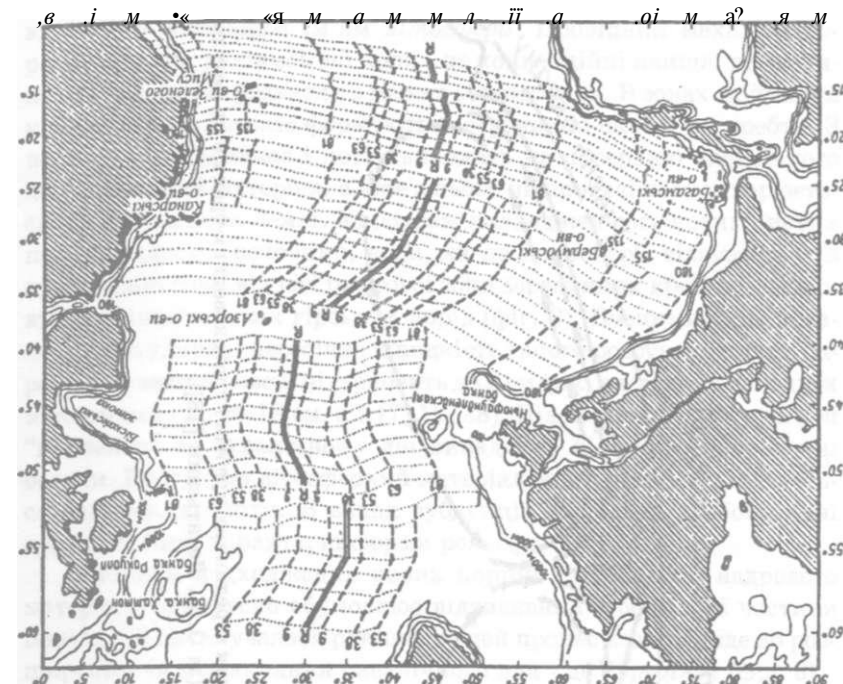
Гіпотеза океанізації пояснює багато структурних рис будови океанів і материків [23, 26], але провідною і поки що нездоланною перешкодою, з якою ця гіпотеза зустрічається, є питання про механізм знешкодження гранітного шару і загального зменшення товщини земної кори.

Більшість авторів, як і Г. Штілле [36], вважають, що доцільно говорити про два типи океанів: про первісні (проокеани) і вторинні. До первісного відносять Тихий, а інші є вторинними. До цього питання особисто Г. Штілле підходив принаймні диференційовано: вторинними (неоокеанами) від вважав Індійський, минулу "Лаврентіївську" частину Атлантичного океану, його ж "Гондванську" в минулому частину, море Уедделла, а в Тихому океані - Філіппінську котловину. Більшу ж частину Атлантичного і Північного Льодовитого океанів Г. Штілле відносив до первісних океанів.

До третьої групи належать гіпотези, що об'єднуються під загальною назвою "мобілістських". З їх позицій океани - це вторинні утворення, які виникли в результаті горизонтального розсунення брил літосфери, або літосферних плит, які раніше утворювали єдиний материк Пангея (280-200 млн років тому). Таким чином, океани виглядають як своєрідні величезні ополонки, що поформувалися під час розсунення уламків Пангеї, згідно висновків А. Вагенера [7, 25].

Обґрунтовуючи свою гіпотезу дрейфу материків, А. Вагнер виходив, по-перше, з наочної схожості контурів західного і східного берегів Атлантичного океану, схожості їх геологічної будови і загальності передмезозойської фауни і флори Америки і Нового Світу. Важливу роль в обґрунтуванні і затвердженні цієї гіпотези, як і наступних мобілістських розробок, мало уявлення про Гондвану - про гіпотетичний південний материк, який в передмезозойський час об'єднував Африку, Індостан, Антарктиду, Австралію, Південну Америку (570-440 млн. років тому). Визнання Гондвани ґрунтувалося на кількох показниках, які вказували на загальність органічного світу і геологічної історії перелічених континентів і Індійського субконтиненту.

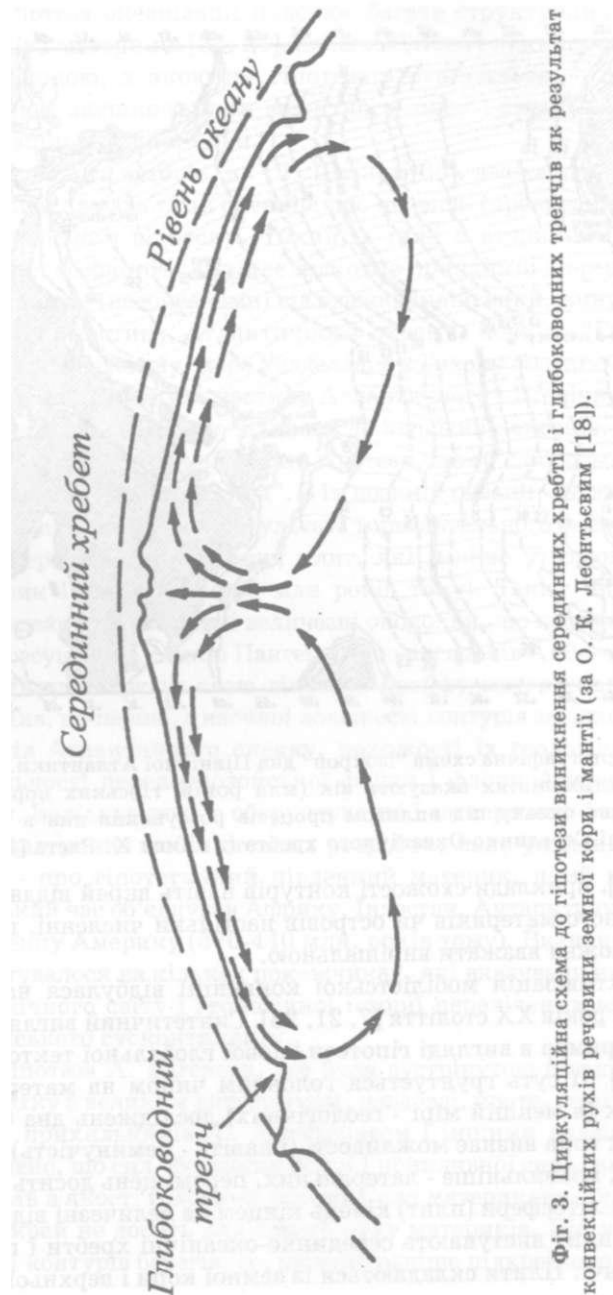
Гіпотеза А. Вагенера, що була зустрінутою більшістю вчених спочатку з великим ентузіазмом, невдовзі, проте, помітно втратила своїх прихильників. Г. Джеффрисом і іншими геофізиками було доведено, що сил обертання Землі і припливної сили, які А. Вагнер вважав в якості головних рухомих сил материкових брил, безумовно, вкрай не досить для такого руху материків. Що ж щодо схожості контурів берегів, то, як було раніше підкреслено Є. Н. Люсті-



Фіг. 2. Картографічна схема "ізохрон" дна Північної Атлантики. Числа на перервчастих лініях вказують вік (млн років) гірських порід, які складають дно океану під впливом процесів розсунення дна в боки в рифтовій зоні Серединно-Океанічного хребта (з книги Х. Раста [27]).

хом [18, 19], приклади схожості контурів навіть вкрай віддалених одне від одного материків чи островів настільки численні, що цю ознаку не можна вважати вирішальною.

Нова активізація мобілістської концепції відбулася на протязі 60-70-х років XX століття [7, 21, 28]. Синтетичний вигляд нео-мобілізм отримав в вигляді гіпотези "нової глобальної тектоніки" [11, 12, 17]. Її суть ґрунтується головним чином на матеріалах геофізичних (в меншій мірі - геологічних) досліджень дна Світового океану; вона визнає можливості (і навіть - неминучість) горизонтальних, правильніше - латеральних, переміщень досить великих ділянок літосфери (плит) кінець кінцем на величезні відстані. Кордонами плит виступають серединно-океанічні хребти і глибоководні тренчі. Плити складаються із земної кори і верхньої (роз-



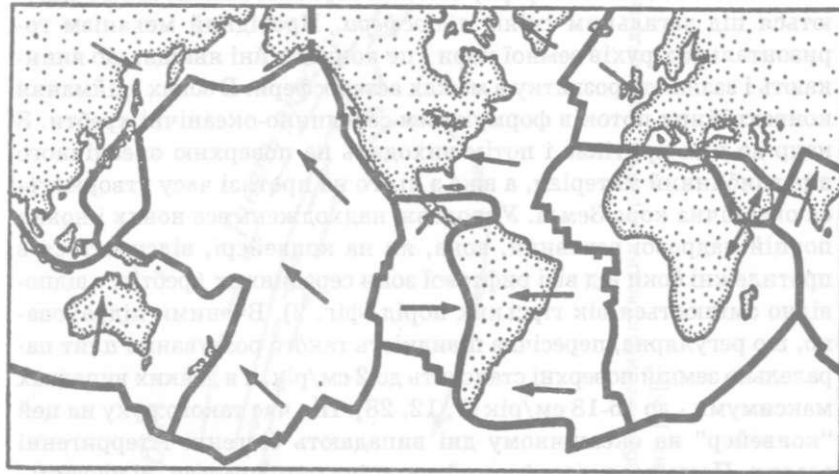
Фіг. 3. Циркуляційна схема до гіпотези виникнення серединних хребтів і глибоководних тренчів як результат конвекційних рухів речовини земної кори і мантії (за О. К. Леонтьєвим [18]).

ташованої вище астеносфери) частини верхньої мантії, які об'єднуються під загальним ім'ям *літосфери*. Провідний механізм горизонтальних рухів земної кори - це конвекційні явища, що виникають і зазнають розвитку в межах астеносфери. В зонах здійснення конвекційних потоків формуються серединно-океанічні хребти. З надр до них притікає і потім виходить на поверхню океанічного дна глибинний матеріал, а вже з нього на протязі часу утворюється океанічна кора Землі. Упродовж надходжень все нових і нових порцій надрової речовини, вона, як на конвеєрі, відсувається в протилежні боки від вісі рифтової зони серединних хребтів, - відповідно змінюється вік гірських порід (фіг. 2). Вченими підраховано, що регулярна, пересічна швидкість такого розсування плит паралельно земній поверхні становить до 2 см/рік, а в деяких випадках максимуми - до 16-18 см/рік [7, 12, 28]. Під час такого руху на цей "конвеєр" на океанічному дні випадають біогенні і терригенні осадки. Поступово літосферний матеріал остуджується, відбувається занурення плити. В зонах субдукції містяться глибоководні тренчі та інші характерні форми рельєфу.

Оскільки надходження нових порцій глибинного, надрового матеріалу одночасно обумовлює відтиснення в боки тієї частини плити, що сформувалася раніше, то цей процес взагалі веде до розширення чи розростання океанічного дна - до *спредінга* (фіг. 3).

За мобілістськими уявленнями Е. Булларда [11, 17, 18, 25], "... шости найзначніших плит досить, щоб зробити описи картини континентального дрейфу, що відбувається в наш час". Кожна з таких плит вміщує в себе частину материка і частину океану. На фіг. 4 можна бачити, проте, що кордони деяких плит дуже розпливчасті на окремих ділянках, а на інших не завжди співпадають з рифтовою зоною чи смугою глибоководних тренчів. В цілому, під час аналізу конкретних умов кінець кінцем виявляється, що шости плит занадто мало для оптимальних уявлень про механізм континентального дрейфу, а тому автори [18, 22, 26, 32] змушені виділяти ще й інші, більш дрібні плити.

Як базовий, доказ наукових основ гіпотези тектоніки літосферних плит, в числі інших, залучає інформацію про магнітометричні дослідження. Вже підкреслювалося, що на площі розташування серединно-океанічних хребтів, на два боки на відносно однаковій відстані від вісі рифтової зони чергуються смуги позитивних і негативних магнітних аномалій. Були зроблені докази численних інверсій земного магнітного поля упродовж минулих 4 млн. років; саме на їх



Фіг. 4. Розташування літосферних плит. Гладкі чорні лінії - це кордони між окремими плитами, а стрілки вказують напрямки їх руху (складено Е. Буллардом [33]).

підставі і відбувалося таке чергування аномалій. Картина інверсій вченими екстраполюється в глибину часу на 160 млн. років, бо давніші породи на дні Океану не зустрічаються (за даними глибоководного колонкування на судні "Гломар Челленджер"), і, таким чином, була одержана палеомагнітна шкала абсолютного часу. Коли її співставити з просторовим розташуванням тої чи іншої смугової аномалії, то виникає спокуса визначити палеогеографічний вік саме цієї частини земної кори, - іншими словами, визначити час, коли ця смуга кори була розташована в місці власного народження в рифтовій зоні.

Наукові ідеї про тектоніку літосферних плит зараз мають пануючі позиції в фізико-географічній літературі. Взагалі склалося становище існування двох базових гіпотез про походження і розвиток океанів, про виникнення і розповсюдження донного рельєфу різного походження і розмірів ("фіксистської" і "мобілістської"), хоча існують і інші, що були розглянуті і проаналізовані ще в 50-і роки Д. Г. Пановим. Але разом з тим багато дослідників роблять спробу віддати перевагу провідним принципам гіпотези тектоніки плит для пояснення всіх трьох підвалин проблеми походження і розвитку океанів. Але, в разі критичного аналізу цієї гіпотези, в ній викривається велика кількість складових частин, які важко довести або неможливо довести, в яких багато суперечностей і невідпові-

дностей науковим фактам. В їх числі можна назвати факти і висновки, що були отримані в результаті глибоководного буріння на спеціальному судні "Гломар Челленджер", на численних бурових платформах в різних кутках Океану [3, 23, 30, 31]. Тому не треба віддавати перевагу і ставити попереду всіх мобілістську гіпотезу по відношенню до всіх інших; її треба розглядувати як одну з багатьох, яка може пояснити одне, а в іншому треба розбиратися за допомогою інших гіпотез про походження океанів.

2. 2. Базові риси гіпотези тектоніки плит

Як наголошують В. В. Білоусов [2, 3], О. К. Леонтьєв [16-18], М. В. Муратов [23], Д. Г. Панов та інші автори, в основу цієї гіпотези покладений не той факт, що надійно доведений, а постулат про те, що негативні аномалії є залишковими і такими, що збереглися від епох інверсії магнітного поля. Відомо, наприклад, що в межах осьових зон серединних хребтів спостерігається чергування блоків базальтів, ординарних ультраосновних порід і того типу ультраосновних порід, що підлягав інтенсивній дії серпентинізації. Причому, ці останні мають властивість послабленої магнітної сприйнятливості. Таким чином, чергування смуг магнітних аномалій може обумовлюватися іншими, зокрема, - петрографічними причинами. Екстраполяція показників про магнітні інверсії, що більше чи менше доведені на період останніх 4 млн. років, на відтинки палеогеографічного часу з періодом до 160 млн. років, - це теж не безсуперечлива частина вказаної концепції. До цього можна додати, що під час глибоководного колонкового буріння на "Гломар Челленджері" в 1975 р. знайдено, що коливання і зміна негативних і позитивних магнітних аномалій має місце і в вертикальному напрямку, причому - багато разів і нерегулярно. Можна погодитися з деякими дослідниками, які підставно вважають, що є потреба в серйозному подальшому перегляді гіпотези про походження смугастих магнітних аномалій на дні Світового океану.

В підвалинах про "нову глобальну тектоніку" перший шар, горизонт базальта, в якому часто закінчувалося проходження бурової, постулюється як поверхня акустичного фундаменту земної кори. А відтак робиться висновок про палеогеографічний вік цього фундаменту - відповідно до віку відкладів, що містяться на фундаменті. Разом з тим, знайомство з первісним фактажем показує, що в більшості випадків буріння свердловин закінчується в шарі осадових порід. Свердловини, що сягнули шару базальтів,

ше не надають уявлення про те, що вони перетинули весь осадковий шар, бо в деяких випадках, коли проходження свердловин продовжувалося, далі, під товщею базальтів виявлялися наступні прошки і шари типових осадкових порід. Треба зазначити, що існує значна неоднаковість товщини осадкового і другого шарів, які визначаються за методами *сейсмопересікування* і інтерпретуються за результатами глибоководного буріння на морському дні. Максимальна глибина свердловин в таких випадках дорівнює 700-800 м, хоча за сейсмічними результатами товщина осадкового шару звичайно складає 1,5-2,0 км разом з другим шаром. Оскільки пере-

більшість свердловин має глибину до 300-600 м нижче поверхні дна, то в більшості випадків ці свердловини долають тільки частину осадкового шару. Лише в небагатьох свердловинах було сягнуто другого шару. Тому геохронологічні розробки, що буцім-то підтверджують гіпотезу розширення та поновлення океанічного дна, насправді ґрунтуються на постулаті про те, що під зазначеними базальтовими шарами немає більш давніх, ніж вони, осадкових і еффузивних порід.

Під час глибоководного буріння були виявлені деякі палеогеографічні і геологічні факти, які суттєво порушують схему поступового зростання віку земної кори в напрямку віддалення від осьової (рифтової) зони серединного хребта, як це вказано на прикладі північної частини Атлантичного океану (фіг. 2). Зокрема, в Каролінській котловині (Тихий океан), де, за розрахунковими умовисновками, мали зустріти кору юрського чи навіть більш давнього віку, був отриманий її олігоцен-еоценовий вік. У взірці, що був взятий в Бермудській котловині, були виявлені інтрузії вулканічних порід, які мали вік майже 16 млн. років. Ті осадочні породи, що були вище в свердловинному керні, мали вік 80 млн. років, і таких інверсійних випадків чимало. Вони можуть свідчити, що потоки базальтів виливаються на дно також і в тих районах, що віддалені від рифтових зон, а характер аномалій, які можуть бути викритими на морському дні, може мати глибинне походження. З висновком про зростання віку порід в напрямку від рифтів до протилежних берегів не співставляється той факт, що вік ультраосновних порід, які складають о. Сан-Паулу (розташований в рифтовій зоні серединного Південно-Атлантичного хребта), дорівнює 835 млн. років, відповідно матеріалам В. Г. Мелсона, С. Р. Харта, Д. Томпсона та ін. [11,17,34].

Багато дослідників схилиються до думки, що в глибоководних тренчах відбувається субдукція літосферних плит. Коли відбувається

зустрічний рух цих плит і кордони між ними накреслюються глибоководними тренчами, то на цьому фоні треба чекати, що маємо індикацію зон занурення речовини кори для обох плит (фіг. 3). Але поруч з цим неприродно виглядають високі значення теплового потоку в безпосередній близькості від глибоководних тренчів, - саме в межах кресентів. Також досить часто присутніми є ультраосновні породи на досягнутих кресентах, наприклад в межах о. Куба, на Японських островах, тощо. Коли гіпербазити поформувалися на поверхні Землі завдяки *конвективним посувам* надрової речовини, що зазнають підйому, то участь цих порід в побудові досягнутих кресентів (за точкою зору принципів гіпотези тектоніки літосферних плит) не має пояснень. Матеріали про глибоководне буріння в Японському тренчі не дали ніякої інформації про будь-які індикації щодо субдукції плит.

Проте, і безпосереднє утворення кресентів до останнього часу не вмішувалося в схему, яка будувалася на підвалинах гіпотези тектоніки літосферних плит. Пізніше, на протязі 80-х років ХХ століття до цієї схеми було внесено кілька суттєвих доповнень, обумовлених отриманням нових і більш детальних матеріалів наукових досліджень. Зокрема, не виключалося, що плити зазнають занурення в зонах глибоководного тренчу не одночасно. В такому разі вони можуть зіткнутися і нагромаджуватися одна на іншу (зазнавати "обдукції"). Кінець кінцем, це може привести до утворення гірських складчасто-брилових споруд - хребтів островних кресентів. Підвалини гіпотези спредінга суттєво порушуються результатами про спорадичне розповсюдження астеносфери.

Немає перешкод побачити, що на шляхи розглядання основних рис історії розвитку океанів як географічних об'єктів і утворень звичайно впливає вибір вихідної позиції, початку шляхів такого розглядання. При тому, що безсумнівно є існування багатьох цікавих, продуктивних і корисних напрямків в межах гіпотез про океанізацію і мобілізм, все ж точка зору первинності походження океанів узгоджується з більшим числом геологічних, геофізичних, геоморфологічних, геохімічних і інших географічних фактів. Згідно до висновків О. К. Леонтьєва [17, 18], А. С. Моніна [21, 22] і Х. Раста [27], серед таких фактів можуть бути наведеними наступні.

1. Відомо, що докембрійські платформи за часів фанерозою нарощувалися уздовж периферії за рахунок відчленування геосинклінальних областей, які розташовувалися між платформою і улоговинами Океану. Відтоді виходить, що нарощуван-

ня платформ відбувалося за рахунок зменшення площі Океану. Коли зробити співставлення з сучасними геосинклінальними областями, то вони започатковувалися на окрійкових смугах океанів.

2. Під час уважного розглядання різноманітних типів зон переходу (геосинклінальних областей) Океану можна побачити, що їх розвиток відбувається в напрямку від простих типів до більш складних. В складі структури простих материковий елемент відсутній, а в той же час в складі складних типів материковий елемент значно підвищується (фіг. 5).

3. Вік Тихого океану визначається як докембрійський. Про це свідчить порівнянне вивчення палеозойських формацій на зовнішній маргіналі області Тихого океану [4, 12], а також аналіз матеріалів геофізичних досліджень. Суттєво, що немає жодного реального і досить надійного доказу того, що інші океани утворилися пізніше.

4. Океанічна кора Індійського і Атлантичного океанів принципово ніяк не відрізняється від океанічної кори Тихого океану, який визнається первинним навіть прибічниками гіпотез базальтизації чи розсунення Землі. Навпаки, спостерігається вельми помітна схожість як в будові рельєфу, так і в геологічній структурі улоговиння всіх океанів.

5. Деяка кількість фактів існування вікон субокеанічної кори відома на материках. В сполучі з порівняним розгляданням різних типів зон переходу, це вказує на реліктовість таких вікон. Отже, маємо докази палеогеографічної давності океанічної кори, в порівнянні з материковою.

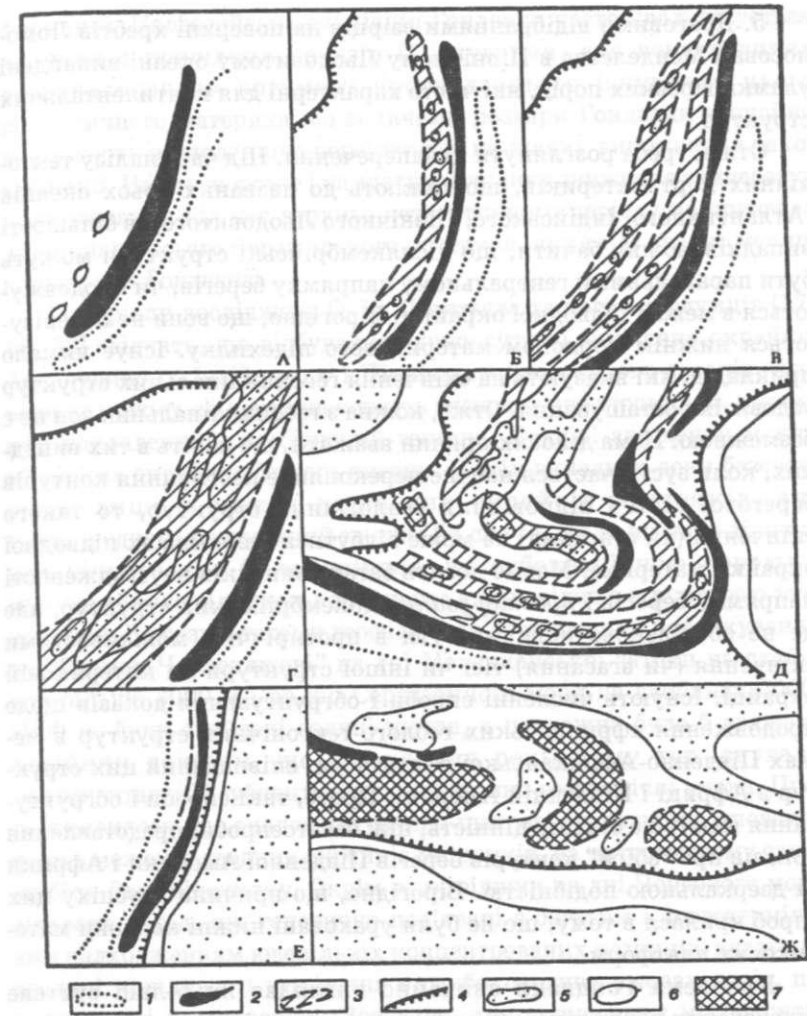
Існує значна кількість суперечок щодо точки зору про первинність Океану. Найсуттєвішими серед них виступають:

1. Береги Атлантичного, Індійського і Північного Льодовитого океанів роблять урізання платформених структур, а береги Тихого океану є паралельними материковим структурам. Це вказує на накладувальний характер западин і котловин перших трьох океанів.

2. Саме руйнування Гондвани не має надійного обґрунтування з точки зору первинності Океану.

3. Для Індійського і Атлантичного океанів безсуперечно доведені великі занурення материкових окрайків.

4. В Тихому і Індійському океанах розташовані "мікроконтиненти", які розглядаються з позицій океанізації як уламки материків, що занурилися. На картах вони звичайно вказуються як регіони з редуцированою материковою землею корою.



Фіг. 5. Схема еволюції зон переходу на дні Океану.

1 - зовнішній вал; 2 - глибоководний тренч; 3 - островні кресенти; 4 - материковий схил; 5 - площі суходолу і морського дна з материковим типом кори; 6 - підводні гори; 7 - реліктові вікна субокеанічної кори під час середземноморської стадії розвитку.

Стадії: А - витязівська; Б - маріанська; В - курильська; Г - японська (Д і Е - відповідно індонезійський і східно-тихоокеанський варіанти японської стадії); Ж - середземноморська (за розробками О. К. Леонтьєва [17, 18]).

5. Драговими відібраннями вірців на поверхні хребтів Ломоносова і Менделєєва в Північному Льодовитому океані винайдені уламки гірських порід, які чисто характерні для континентальних структур.

Отже, треба розглянути ці заперечення. Під час аналізу тектонічних карт материків, що тяжіють до названих трьох океанів (Атлантичного, Індійського, Північного Льодовитого), в більшості випадків можна бачити, що післякембрійські структури можуть бути паралельними генеральному напрямку берегів, чи продовжуються в межах підводної окрайки. Вірогідно, що вони не перерізуються нижнім кордоном материкового підсхилку. Існує чимало прикладів, які вказують на скінчення геосинклінальних структур уздовж їх розташування. Отже, кожна з геосинклінальних зон не є безмежною. Нема дійових причин вважати, що навіть в тих випадках, коли зустрічається наочне переконливе нестикання контурів берегової лінії і відповідних геологічних структур, то такого скінчення (чи згасання) не може відбутися ще в межах підводної окрайки материка. Маємо досить багато випадків неузгодженості напрямку берегів і *просторування* докембрійських структур, але це не обов'язково повинно бути в протиріччі з можливостями скінчення (чи згасання) тієї чи іншої структури на материковій окрайці. Існують численні спроби і обґрунтування доказів щодо продовження африканських геолого-тектонічних структур в межах Південно-Африканської платформи, співпадання цих структур в Африці і Південній Америці. Проте, такі спроби і обґрунтування мають не більшу цінність, ніж багатоспробні представлення доказів про "збіги" контурів берегів Південної Америки і Африки за дзеркальною подібністю. Вірогідно, що причина неуспіху цих спроб крилася в тому, що не були ураховані нижні кордони материкових платформ.

Проблема Гондвани звичайно виглядає як більш суттєве заперечення проти гіпотези первинності океанів. Велика кількість результатів свідчить про похожість тваринного і рослинного світу південних материків, які віддалені один від одного широкими океанічними просторами. Проте, відомі багаторазові і взагалі вдалі спроби пояснення цієї подібності і без ствердження про давнє існування Гондвани [3, 4]. Схожість геологічних формацій на південних материках може бути в різній мірі поясненою і давнім існуванням Гондвани, і схожістю кліматичних умов, які суттєво впливають на утворення і зовнішній вигляд континентальних

формацій. Палеозойська гляціація Гондвани часто кваліфікується як один з провідних доказів її існування, але вона повинна розглядатися як аргумент проти давнього існування цього гіпотетичного материка, бо величезні розміри Гондвани звичайно виступають нездоланною перешкодою на шляху виникнення такої гляціації. Навіть жорстке і на значну величину зниження температур і похолодання під час верхньо-четвертинного періоду не призвело до гляціації всього Євразійського материка, який має значно меншу площу, ніж Гондвана.

Матеріали досліджень О. К. Леонтьєва та його однодумців [17, 18, 32] свідчать, що відбувалися дуже суттєві зниження окрайків Атлантичного, Індійського і Північного Льодовитого океанів. Але вони не можуть свідчити на користь висновку про вторинний, півторний накладений, незбігнений генезис. Подібні зниження мають місце і на окрайках Тихого океану. У всіх випадках вони безсуперечні лише в межах підводних окрайків материків, але немає жодного факту, який свідчив би про те, що та чи інша ділянка океанічного дна (з океанічною чи субокеанічною корою) в минулому була ділянкою континента з відповідною структурою земної кори. За результатами геофізичних досліджень і колонкування на "Гломар Челленджері" на дні Мексиканської затоки на глибинах більше 3000 м і на дні Середземного моря на глибинах 2000-3000 м, були знайдені соляні шатра, а це можна було б вважати надійним доказом, що кілька млн років тому тут існували континентальні і субконтинентальні фізико-географічні умови. Проте, виявилось, що аналогічні соляно-шатрові структури розповсюджені в межах підводних окрайків материків, на материковому схилі чи біля його підсхилку. Окрім того, відшук на дні Червоного моря сілових порід, які генетично пов'язані з багатим і довготерміновим надходженням ювенільних концентрованих розчинів, вказує на реальні можливості утворення в глибоководних умовах порід, що дуже схожі на евапоріти. Зрештою, для відношення мікроконтинентів до категорії "недорозвинутих материків" маємо не менше підстав, ніж для відношення їх до категорії "ділянок редуцированої земної кори", бо поки що не маємо прямих і однозначних доказів.

Уламки гірських порід, які характерні для континентальних структур (кристалічних вапняків, гнейсів та ін.), були підняті драгами з вершин і схилів підводних хребтів Північного Льодовитого океану. Але це треба розглядати не обов'язково в якості показника відзнаки того, що серединні хребти відносяться до континенталь-

них структур. Висновки за даними драгового зібрання взірців в тропічних регіонах Індійського океану вкрай не бажано механічно розповсюджувати на регіони з інтенсивним розпорошуванням кам'яного грубоуламкового матеріалу за допомогою морського і континентального льоду. В фізико-географічних умовах заполярних широт не треба дивуватися знаходженню на дні океану тих порід, які є характерними для материкових платформ.

2. 3. Формування провідних структур на дні океану

Коли визнати в якості вихідної гіпотезу про первинність океанів, то можна стверджувати, що вже в кембрії існували провідні планетарні морфоструктури на дні Світового океану. До них відносяться підводні окрайки материків, відбитки яких збереглися до сучасності в вигляді шельфових осадових відкладів кембрійських морів. Геосинклінальні області розглядаються як результат скінчення (згасання) структур, вони часто зустрічаються в межах каледонських складчастих споруд. Щодо улоговиння океанів, то про його існування, принаймні - вже під час нижнього палеозою, свідчить численна інформація про викопні фани (конуси викиду) від підводних каньйонів.

Наступна історія розвитку океанічних котловин і западин була тісно пов'язана з процесом нарощування материкових платформ за рахунок гороутворення і згасання геосинкліналей. Після реконструювання провідних морфологічних рис рельєфу в межах областей каледонського, герцинського, мезозойського орогенезів можна впевнитися в тому, що ці області, за своїм становищем відносно платформ, вразливо схожі з сучасними геосинклінальними областями. Серед них, як і серед сучасних геосинклінальних областей, можна визначити такі: а) області, що розташовуються в кордонах окрайків Океану, розмежованих котловинами глибоководних морів; б) області, безпосередньо прилеглі до окрайків платформ, мають схожість з типом сучасних зон переходу в кордонах східної окрайки Тихого океану; в) області Середземні, що розташовані між двома наближеними платформами; вони характеризуються складними звивистими зонами кресентів, що подібні тим, які спостерігаються в межах Австрало-Азійського Середземномор'я чи Карибського басейну.

Разом з тим можна помітити, що деякі із сучасних геосинклінальних областей почали виникати вкрай давно. Зокрема, в області моря Скотія, в області більшості Австрало-Азійських Середземних морів, вздовж узбережжя Японії, коли керуватися віком найдавніх складчастих структур, що там знаходяться, то

геосинклінальний режим існує від палеозою до наших днів. А інші вже давно закінчили своє існування, а потім перетворилися в частини платформи. Треті виникли зовсім недавно, навіть в міоцені чи в пліоцені, наприклад - Маріанська, Витязівська, Тонга-Кермадекська області переходу.

Впродовж палеозою-кайнозою еволюція улоговиння Океану розвивалася в напрямках зменшення його площі і зростання глибини. Другу частину явища цієї еволюції доцільно розглянути детальніше разом із оглядом можливого шляху еволюції морських вод, що аналізується в главі 3.

Поки що в географічній літературі фактично відсутня інформація, що свідчила б про існування серединно-океанічних хребтів в період до верхньо-мезозойського часу. Різноманітні пропозиції з метою реконструкції існування і становища серединно-океанічних хребтів і літосферних плит цікаві, але до цього часу все ще недосить повно, неупереджено обгрунтовані конкретним палеогеографічним, геологічним і геоморфологічним матеріалом досліджень. Тому вони відносяться до гіпотетичних [18, 20, 25].

За висновками Г. Менарда, в Тихому океані в верхньому мезозої існував серединно-океанічний хребет, який простягався крізь весь океан від південного сходу до північного заходу. Цей хребет був названий підняттям Дарвіна. В кінці крейди і в палеогені відбулося руйнування цього величезного серединного хребта під впливом незвичайно активних тектонічних процесів. Результатом цих руйнувань було утворення найкрупніших розколин, повсякчасне і дуже сильне виверження вулканогенних продуктів, наступне занурення великих за площею ділянок земної кори, що окреслені цими розколинами. "Пароксизм вулканізму того часу був унікальним за своєю силою і інтенсивністю...", як зазначав Г. Менард [20]. Виникли і набули чітких рис великоплощинні "шлейфи архіпелагів", під якими опинилися заглибленими рештки підняття Дарвіна. Виключення складають лише хребет Лайн і окремі узвищення поміж ним і островами Гілберта. Одночасно, упродовж початку заглиблення підняття Дарвіна, почалося утворення величезного Східно-Тихоокеанського серединно-океанічного хребта. Деякими авторами робиться припущення [7, 17, 18], що його північна частина (дно між затокою Аляска і п-вом Каліфорнія) утворилася раніше; саме на це вказує часткування, дрібнення земної кори і численність підводних гір, в тому числі гайотів і невеликих хребтів [17, 18, 27]. Тому мається сенс вказати на

відносно молодість південної половини Східно-Тихоокеанського підняття, а з цим узгоджуються нечіткі риси рифтових структур. Таку особливість можна пояснити тим, що саме вони не мали можливості набути чіткості, а не надто великою швидкістю "розкриття" рифта в цьому регіоні.

Серединно-Атлантичний і Аравійсько-індійський хребти мають мати більший вік, є більш давніми, бо вони являють собою більше достиглі структури, ніж Східно-Тихоокеанське, Південно-Тихоокеанське і Австрало-Антарктичне підняття. В цілому ж реальним вважається висновок, що серединно-океанічні структури – це повною мірою результат довготермінового розвитку Землі упродовж найновішого часу (останні етапи крейди і кайнозойський час).

Залишається вкрай неясним час утворення численних підводних споруд в улоговині Океану, які не належать до системи серединно-океанічних структур. Про вік таких споруд можна з великою частиною впевненості говорити лише відносно до районів розвитку коралових атоллів в тропічних широтах акваторії Тихого океану. На атолі Еніветок, зокрема, буровими свердловинами на глибині 1260-1400 м був викритий базальтовий (вулканогенний) фундамент, на якому містяться палеоцен-еоценові коралові відклади. Бурові роботи були виконані також на деяких інших атоллах, але на всю товщину коралові вапняки вже ніде не були проколонковані. І все ж з урахуванням певної літологічної, стратиграфічної, фізико-хімічної схожості всіх пробурених коралових товщ на атоллах, можна схилитися до думки, що утворення океанічного вала (на ньому розташовані Каролінські, Маршаллові, Гілберта та Елліс острови) відноситься до нижніх підрозділів палеогену, або до часу початку руйнування підняття Дарвіна. Найдавні знахідки коралової фауни, яка має крейдовий вік, винайдені на гайотах Гесс і Кейп Джонсон, в східній частині гірської споруди Мід Пасифік. За матеріалами досліджень Г. Менарда [20], ця споруда віднесена до релікту колишнього підняття Дарвіна.

Отже, немає сумнівів, що саме глибоководне *геологічне колонкування* на дослідному судні "Гломар Челленджер" видобуло найцінніший матеріал щодо історії розвитку осадового шару на дні Світового океану [7, 11, 18, 21, 25, 32]. Але ні в якому випадку немає впевненості, що свердловинами дійсно пройдена поверхня базальтової океанічної кори, а тому унікальна інформація, що отримана, свідчить лише про те, що найдавніми, винайденими під дном океану відкладами є середньоюрські і верхньоюрські. Юра була знай-

дена свердловинами в Північно-Американській котловині Атлантичного океану, в Північно-Західній котловині Тихого океану, в східній частині Мексиканської затоки, тощо. Юрські відклади і ті, що містяться вище них вздовж свердловини, у всіх досліджених регіонах виявилися належними до глибоководних фацій, а це свідчить про існування в них абісального режиму седиментації і діагенетично-катагенетичних процесів упродовж принаймні 140-160 млн. минулих років. До числа інших результатів, які мають найзагальнішу цікавість, можна віднести наявність помітної незбіжності прошарків в породах верхньої крейди, що показується багатьма свердловинами в різних регіонах. Але така незбіжність не супроводжується принциповою зміною характеру осадконакопичення на дні Океану: після седиментаційної перерви продовжується відкладення глибоководних абісальних осадків. Широке розповсюдження мали породи з підвищеною концентрацією кремнію, – т. з. "шерти", які звичайно містяться на глибинах більше 300 м від поверхні і не мають суто чіткого стратиграфічного становища. Вважаємо великим значення глибоководного колонкування для розвитку гіпотези океанізації Землі [26, 33], базові висновки яких розглянемо згодом (глава 5).

Викладене в цьому підрозділі дає змогу зробити той висновок, що за історією розвитку провідних морфоструктур ("мегатектур") океанічного дна і його палеогеографічною історією, поки ще дослідники визначили найбільш загальні уявлення. Такі уявлення багато в чому залежать від точки зору того чи іншого дослідника. Разом з тим, можна думати, що незалежний об'єктивний аналіз інформації від глибоководного буріння і геофізичного зондажу, в сполученні з морфологічним аналізом рельєфу океанічного дна, вже зараз всі вони можуть дати можливість побудови досить детальної схеми з історії палеогеографічного розвитку орографії і рельєфу дна упродовж минулих 100-150 млн. років [7].

Окрім названих провідних тенденцій формування базових структур на дні Океану, треба наголосити і на нерівномірності розвитку. Як зазначали А. І. Тугаринов, Г. В. Войткевич, В. Є. Хаїн, О. К. Леонтьєв, В. В. Орлюнок, В. А. Шлейніков та інші, упродовж всієї тектонічної історії виявляється багато індикацій ритміки. Періодичність є найбільш типовою рисою розвитку природи Землі. Багато ознак вказують на чітке виділення часового інтервалу, що становить період 150-200 млн. років і відокремлює епохи тектоно-магматичної активності. Раніше, в 50-60-х роках поточного

століття, висловлювалося припущення, що явище тектонічної ритмічності щільно пов'язане з періодом обертання сонячної системи на галактичній орбіті. За новітніми концепціями глобальної геофізики [7, 18, 25, 26, 33], досить повно є обґрунтованою теза про прямий вплив осциляцій напруги гравітаційного поля Землі на швидкість і напрямок здійснення процесів гравітаційної конвекції (фіг. 3 і 4), а також на період їх зворотного розвитку.

Загальновідомо, що один повний період оберту сонячної системи навколо центру Галактики дорівнює близько 200 млн. років. До того ж, за визначеннями дуже ретельного аналізу проміневих швидкостей зірок, що оточують Сонце, швидкість орбітального руху виявилася 250 км/сек, відповідно до досліджень П. І. Бакуліна, Е. В. Кононовича, В. І. Мороза. Але для додержання періоду оберту потрібне досить точне визначення радіуса орбіти сонячної системи. Така процедура значною мірою ускладнюється тим, що наша система міститься в плоскості Галактики, а тому визначення віддалі до її центру є суттєво ускладненим. Разом з тим названі автори вважають несуттєвою неточністю, коли взяти величину радіуса як 8 тис. парсеків. В цьому випадку форму орбіти можна вважати круговою, а період оберту навколо центру Галактики - близько 190 млн. років. Саме такий порядок величини був отриманий П. П. Паренаго, В. А. Шлейніковим, В. І. Шмуратком, К. Паттерсоном та іншими авторами.

Коли беремо як початковий нуль розрахунків часу сьогодення, а потім період оберту (190 млн. років) помножити на суцільні числа від 0 до 24, то можемо отримати деяку кількість точок на вісі часу. Як можна бачити (табл. 1), їх більшість опинилася в межах інструментальних можливостей методу ядерної хронології, і співпадає з епохами тектоно-магматичної активності. Таке співпадання має місце і з процесами утворення водного шару і його складу, формування механізмів власнорегуляції змісту води (розділ 3.1, фіг. 11). Також взагалі співпадає і найдавні епоха, що має вік 4,56 млрд. років, такий, як і вік кам'яних метеоритів та Землі; цей вік визначений за допомогою загальної ізохрони Pb^{207}/Pb^{204} і Pb^{206}/Pb^{204} . Що було до цього кардинального "рубікону" часу? Як відзначав Ф. Стейсі, "... можна тільки стверджувати, що від цього часу Земля почала бути ізольованою системою". Саме цей момент ми мусимо сприймати як початкову межу розвитку в часі Землі як планети. Безсумнівно, що всі зазначені події мають відношення до започаткування і подальшого розвитку Океану.

Таблиця 1.

Співставлення пересічних абсолютних віків епох діастрофізму і теоретичного часу епох підвищення напруженості гравітаційного поля Землі (визначення "галактичним годинником")

№№ галактичного року	Епоха тектоно-магматичної активності	Абсолютний час за методом ядерної геохронології, x 10 ⁶ років	Теоретичний час, x 10 ⁶ років
25	Кавказька	1,5 ± 0,5	0
24	Раньокімерійська	195 ± 5	190
23	Бретовська (акадська)	—	380
22	Салаїрська	570 ± 50	570
21	Делійська	800	760
20	Гренвільська	1000	950
19	? (невизначена)	—	1140
18	Готська	1350	1330
17	Лаксфордська	—	1520
16	Карельська	1700	1710
15	Балтійська	2000	1900
14	? (невизначена)	—	2090
13	(прогнозується)	—	2280
12	Кеноранська	2600	2470
11	(прогнозується)	—	2660
10	? (невизначена)	—	2850
9	Трансваальська	3000	3040

Значного впливу на розвиток надрових мас, гравітаційних аномалій і їх перерозподіл в надрах надають гляціоізостатичні процеси. Разом з тим, К. Деніс, Н. А. Мернер, Ю. А. Тараканов та ін. вказують і на інші явища. За їх висновками, процеси перерозподілу речовини на поверхні і в надрах Землі невинно обумовлюють просторові зміни поля сили тяжіння, і ці процеси в сукупності і взаємовпливі визначаються як *геоїдальна евстазія*. Рухи аномальних мас на кордоні нижньої мантії і ядра можуть вести до суттєвих змін не тільки земної кори, але й до відповідних осциляцій рівня моря, що за масштабами співставляються з гляцігенними процесами і, навіть, - більше. Швидкості таких осциляцій, за матеріалами Н. А. Мернера, П. Нанна, П. Піраззолі, можуть сягати 20-30 мм/рік, а обумовлені ними зміни рівня Океану упродовж десятків тисяч років - навіть кількох сотень метрів. Названі автори вважають, що в історії Землі чергуються періоди переміщення аномалій поверхні геоїда в північному і південному напрямках, які характеризуються загальними закономірностями процесів конвекції в мантії і астеносфері, а також викликані наслідками дрейфу материкових плит. Ці ж автори схиляються до думок, що процеси геоїдальної евстазії відбиваються в розвитку надр Землі упродовж дуже довготермінових ділянок часу геологічного масштабу. Зокрема, не виключається, що періоди утворення "суперконтинентів" в Північній і Південній півкулях (умовні назви: Гондвана - 570-440 млн років тому; Пангея - 280-200 млн. років тому; Лавразія - 160-100 млн років тому), а також глобальні геотектонічні ритми (близько 200 млн. років), обумовлені взаємною деформацією різних оболонок Землі (наприклад, верхньої мантії разом із земною корою і нижньою мантією) в результаті припливного гальмування кругооберту Землі і зміщення вісі оберту планети (розділ 2. 1). В цьому зв'язку К. О. Емері і Д. Г. Обрі вказують на суттєве підсилення зниження рівня океану в відповідні епохи фанерозою під впливом великомасштабних деформацій фігури Землі внаслідок утворення "суперконтинентів".

Викладені вище результати про формування океанічного дна визначили шляхи і привели до виникнення сталого донного рельєфу, окремих його форм, до певних закономірностей їх розповсюдження на площі дна, до певної характеристики розмірів форм рельєфу, до його впливу на шар океанічної води в межах всієї акваторії (розділ 3. 3). Ось чому в наступному розділі доцільно викласти основні риси рельєфу дна Світового океану.

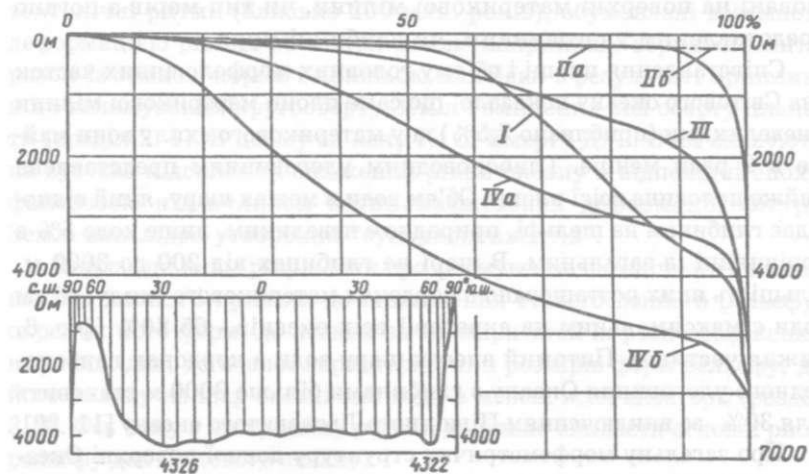
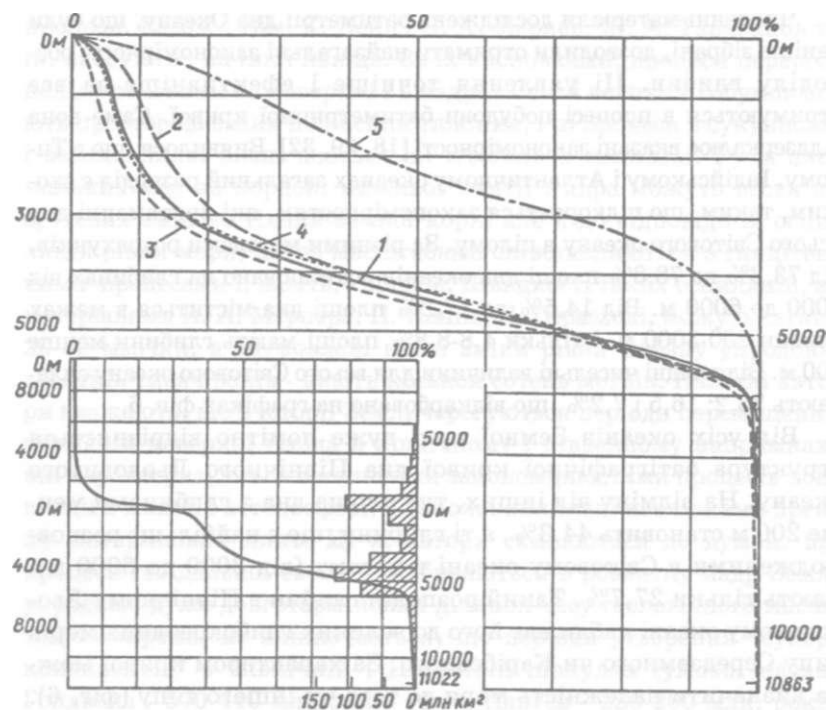
2. 4. Загальні риси рельєфу дна Світового океану

Численні матеріали досліджень батиметрії дна Океану, що були раніше зібрані, дозволили отримати найзагальні закономірності розподілу глибин. Ці уявлення точніше і ефективніше за все отримуються в процесі побудови батиметричної кривої. Саме вона віддзеркалює вказані закономірності [18, 29, 32]. Виявилося, що в Тихому, Індійському і Атлантичному океанах загальний розподіл є схожим, таким, що підкоряється закономірностям, які притаманні дну всього Світового океану в цілому. За різними методами розрахунків, від 73,2% до 78,8% площі дна океанів розташовано на глибинах від 3000 до 6000 м. Від 14,5% до 17,2% площі дна міститься в межах глибин 200-3000 м. І тільки 4,8-8,8% площі мають глибини менше 200 м. Відповідні чисельні величини для всього Світового океану складають 73,2; 16,5 і 7,2%, що відкарбовано на графіках фіг. 6.

Від усіх океанів Земної кулі дуже помітно відрізняється структура батиграфічної кривої дна Північного Льодовитого океану. На відміну від інших, тут площа дна з глибинами менше 200 м становить 44,3%, а ті глибини, що є найбільше розповсюдженими в Світовому океані в цілому (від 3000 до 6000 м), мають тільки 27,7%. Такий розподіл глибин в Північному Льодовитому океані наближає його до великих глибоководних морів типу Середземного чи Карибського. За характером кривої можна визначити належність моря до того чи іншого типу (фіг. 6). Зокрема, можна визначити обмілинні моря, які повністю розташовані на поверхні материкової мілини, чи тип морів з погано представленим улоговинним, чи глибинні моря.

Співставлення площі і об'єму головних морфологічних часток дна Світового океану показало, що саме площі материкової мілини є невеликими (приблизно 7,5%), а у материкового схилу вони майже в 2 рази менше. Глибоководним улоговинням представлена майже половина всієї площі. Об'єм води в межах шару, який відповідає глибинам на шельфі, природно є невеликим, лише коло 5% в порівнянні із загальним. В шарі на глибинах від 200 до 3000 м, більшість яких розташовано в кордонах материкового схилу, об'єм води є максимальним на акваторії всіх океанів - 65-80% (фіг. 6, нижня частина). Питомий внесок шару води в кордонах глибоководного улоговиння Океану з глибинами більше 3000 м становить біля 30%, за виключенням Північного Льодовитого океану [11, 29].

Про загальну морфометричну структуру донної поверхні Океану в меридіанальному напрямку дає уявлення трансатлантичний



пересік (фіг. 6). Він наочно віддзеркалює перевагу великих глибин в Світовому океані, що склалася під час загальної еволюції нашої планети. Як можна бачити, в крайковій північній частині спочатку глибини повільно підвищуються, але згодом вони знижуються під впливом обмілинної зони на широтах між 55° і 75° пн. ш. Ця зона відокремлює Північний Льодовитий океан від решти океанів. Починаючи від 60-х широт північної півкулі, площі і об'єми поступово нарощуються в південному напрямку, а максимальних значень вони набувають в тропічних областях. Потім на великій площі між 20° і 60° пд. ш. площі і об'єми залишаються приблизно в однакових, але досить суттєвих межах. А ще далі в південному напрямку вони швидко і значно скорочуються.

В залежності від глибини, Світовий океан поділяють на такі батиметричні зони, відповідно до палеогеографічної історії формування: 1) літоральну, чи прибережну, що розташована в межах підводного схилу в береговій зоні моря до глибин 25-30 м; 2) неритову зону, найчастіше до глибин 200 м, іноді - більше; 3) батіальну, яка розповсюджується до глибин 3000 м; 4) абіссальну, що розповсюджується в кордонах 3000-6000 м; 5) гіперабіссальну, яка міститься на глибинах, більших за 6000 м. Разом з тим, треба зазначити, що вказані кордонні межі глибин є досить умовними. В окремих конкретних випадках вони суттєво відрізняються як від пересічних, так і між собою. Наприклад, в Чорному морі абіссаль утворилася від глибин 2000 м, а в Баренцевому морі шельф сягає глибин 600 м.

Від початку 90-х років XIX ст. в фізичній географії була започаткована традиція тотожнювати різноманітні відтинки гіпсографічної кривої з провідними елементами рельєфу морського дна.

Фіг. 6. Криві, які пересічно характеризують рельєф дна океанів і морів

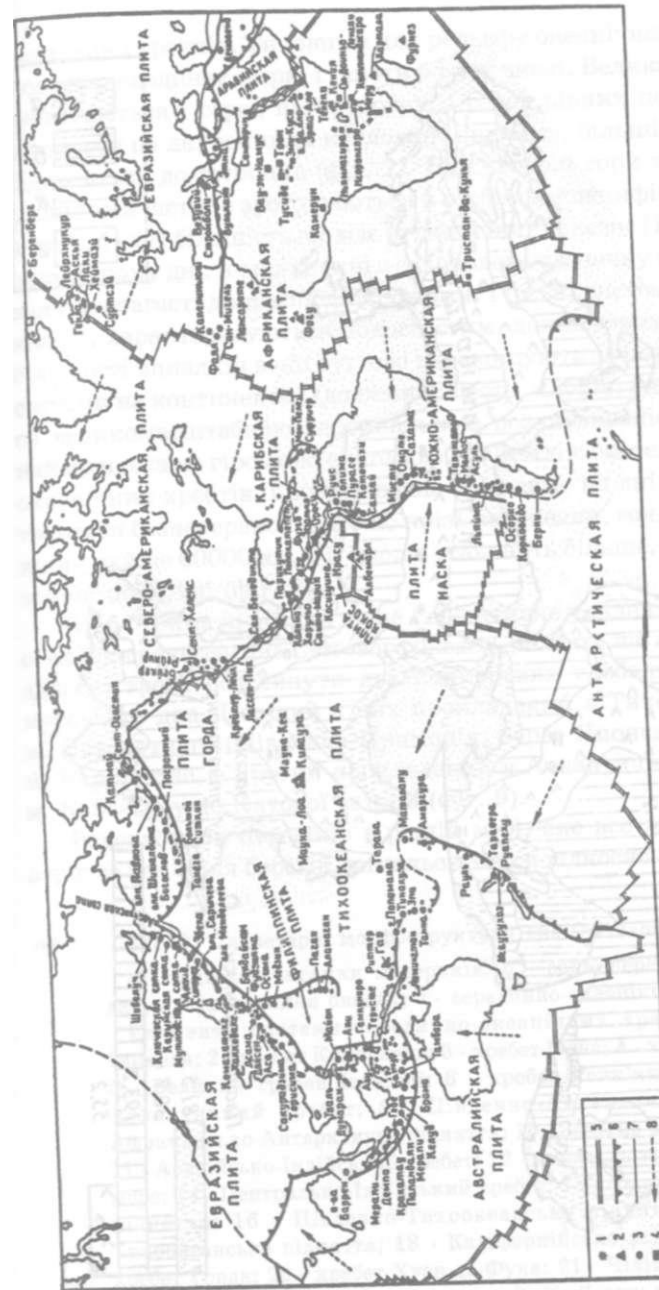
В е р х н і г р а ф і к и : батиграфічні криві дна океанів, що побудовані без урахування дна окремих морів: 1 - всі океани разом узяті; 2 - Атлантичний океан; 3 Тихий океан; 4 - Індійський океан; 5 - Північний Льодовитий океан. На фрагменті в нижньому лівому куті вміщена гіпсографічна крива Землі в цілому та діаграма площі (млн км²), яка окупована різними висотами суходолу і глибинами в Світовому океані.

Н и ж н і г р а ф і к и : батиграфічні криві для дна морів: I - для всіх морів Світового океану в цілому; IIa - тип обмілинних морів; IIb - те ж, але повністю розташованих на материковій обмілині; III - тип морів, в яких погано виражене глибоководне улоговиння дна; IVa - тип глибоководних морів; IVb - те ж, але з незвичайно великими глибинами. На фрагменті в нижньому лівому куті наводиться меридіанальний пересік дна Океану, що побудований за даними пересічних глибин і п'ятиградусним зонам в ортогональній проекції.

Зокрема, відтинок кривої між абсолютними позначками 0 і 200 м відноситься до материкової обмілини – мілинної, більше чи менше спадистої поверхні дна, яка розповсюджується вздовж окрайків материків і великих островів. Глибже за 200 м в більшості випадків розташовується відносно крутий відтинок кривої, який відповідає так званому материковому схилу, – це зона океанічного дна, де підвищеної крутості схили облямовують шельфи і обмежують їх вздовж підсхилків. А ще глибше міститься відносно спадистий відтинок кривої, який відповідає зоні глибоководного улоговиння Океану (на глибинах > 3000 м). Нарешті, найглибший, з максимальною крутістю відтинок батиграфічної кривої, що розглядається, тотожнюється з т. з. *глибоководними тренчами* (запдинами); це ділянки океанічного дна, де глибини перевершують 6000 м. Найбільша частина площі з глибинами більше 6000 м розташована в Тихому океані. А в Північному Льодовитому такі глибини абсолютно відсутні.

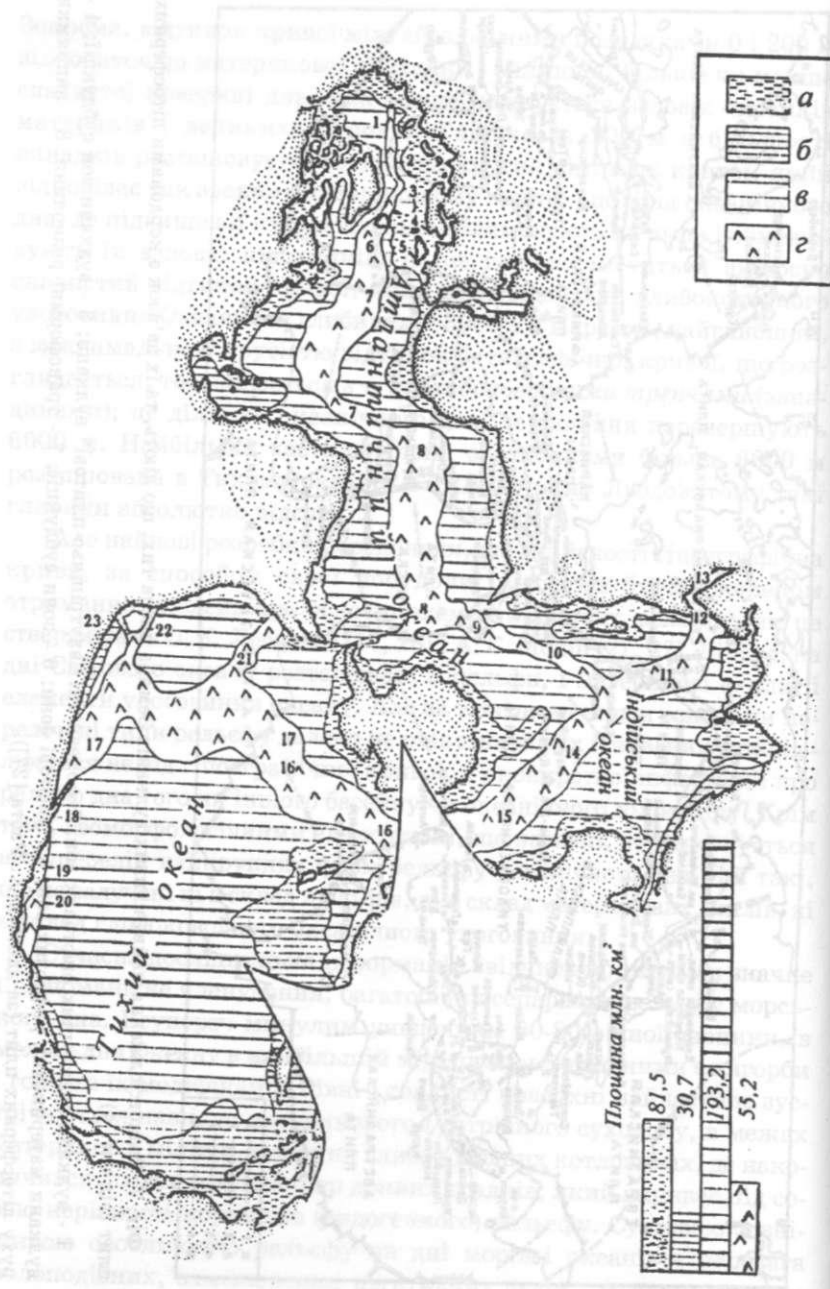
Але найнові розробки переконали, що в дійсності гіпсографічна крива, за способом своєї побудови, не може бути джерелом отримання уявлень про основні елементи донного рельєфу, як це стверджують О. К. Леонтьєв [17,18] і А. С. Монін [21, 22]. Дійсно, на дні Світового океану розташовані і шельфи, і материкові схили, і елементи улоговиння океану. Але за таксономічними ознаками перелічені типи рельєфу далеко не рівнозначні. Їх існування встановлюється не від гіпсографічної кривої, а з конкретної інформації про рельєф дна того чи іншого басейну чи океанічного підрозділу. Крім того, геоморфологічними елементами, що названі, не вичерпується весь перелік найкрупних форм рельєфу океанічного дна. Є й такі, що не залучені ні в склад шельфів, ні в склад материкових схилів, ні в склад глибоководного океанічного улоговиння.

Сучасна дослідницька інформація свідчить про вельми значне і різноманітне членування, багатобічну сепарацію рельєфу морського дна. Всупереч минулим уявленням 60-80-річної давнини, в межах дна Океану в найбільшій мірі розповсюдженими є пагорби і гори та їх модифікації. Рівні і спадисті поверхні найчастіше зустрічаються навколо материкового і острівного суходолу, в межах материкової мілини, в деяких глибоководних котловинах, де накопичився досить товстий шар донних осадків, який вкриває під собою нерівності корінного (ендогенного) рельєфу. Суттєвою зовнішньою особливістю рельєфу на дні морів і океанів є перевага колоподібних, замежованих негативних форм – головним чином



Фіг. 7. Розповсюдження найважливіх вулканів Землі з числа тих, що діють, та їх зв'язок з кордонами літосферних плит (від фіг. 4)

1 - вулкани океанічних рифтових зон; 2 - океанічні "внутрішньо-плитові" вулкани; 3 - вулкани зон субдукції; 4 - вулкани материкових рифтових зон; 5 - рифтові зони; 6 - зони субдукції; 7 - трансформні розколини; 8 - напрямки руху літосферних плит (за даними Х. Раста [27]).



котловин і тренчів. Типовими для рельєфу океанічного дна також є окремі, поодинокі гори, і гайоти в тому числі. Велика їх кількість зустрічається і серед пагорбистих, і серед рівних поверхнів, які містяться на дні великих котловин, причому, більшість таких гір відноситься до вулканів (фіг. 7). На суходолі гори такого походження найчастіше зустрічаються в особливо специфічних умовах, а взагалі і тут більшість гір має вулканічний генезис [12, 18, 27]. На океанічному дні, в порівнянні з суходолом, незначну площу окупували подовгасті долиноподібні форми. Гірські системи, як і на суходолі, характеризуються подовгастим, ланцюговим виглядом. В більшості випадків вони суттєво перевищують за розміром гірські системи на континентах (довжина, висота, площа) і не поступаються великомасштабною вертикальною розчленованістю. Недарма найвеличезною гірською системою на Землі є система серединно-океанічних хребтів, і розташована вона саме на дні Океану. Вона точиться безперервною смугою крізь всі океани, має загальну довжину майже 60000 км, а її площа становить більше, ніж 15% всієї земної поверхні (фіг. 8).

Щоб отримати досить чітке і об'єктивне уявлення про основні елементи рельєфу дна Світового океану, до того, що вже тут викладалося, треба розглянути два конкретних глобальних пересіки морського дна. Перший з них прокладений в Тихому океані від м. Поворотного (Південне Примор'я, берег Японського моря) до м. Коррієнтас, а другий прокладений в Атлантичному океані від м. Кабо-Фріу до Китової затоки (фіг. 9).

Вздовж обох пересіків в різній мірі, але все ж досить чітко, перш за все - біля берегів, вимальовується відносно рівна поверхня

Фіг. 8. Планетарні морфоструктури дна Світового океану

а - підводні окрайки материків; б - зони переходу океанічного дна; в - улоговиння океану; г - серединно-океанічні хребти.

Клементи системи серединно-океанічних хребтів: 1 - хребет Гаккеля; 2 - хребет Книповича; 3 - хребет Мона; 4 - хребет Кельбансей; 5 - Великий грабен Ісландії; 6 - хребет Рейк'янес; 7 - Північно-Атлантичний хребет; 8 - Південно-Атлантичний хребет; 9 - Африкансько-Антарктичне підняття; 10 - Західно-індійський хребет; 11 - Аравійсько-індійський хребет; 12 - Аденська затока; 13 - Червоне море; 14 - Центральні-індійський хребет; 15 - Австрало-Антарктичне підняття; 16 - Південно-Тихоокеанське підняття; 17 - Східно-Тихоокеанське підняття; 18 - Каліфорнійська затока (грабен); 19 - хребет Горда; 20 - хребет Хуан де-Фука; 21 - Чілійське підняття; 22 - вал Карнегі; 23 - хребет Кокос (за О. К. Леонтьєвим [17, 18])

обмілини. Це й є материкова відмілина, що вже згадувалася і яку доцільно називати шельфом. Взагалі на шельфах часто можна зустріти реліктові форми рельєфу субаерального генезису, а це свідчить про існування суходолу не так вже і давно на цьому місці [9, 25]. Суттєвим і дуже помітним загинанням пересіку материкова мілина відчленовується від тієї зони дна, де досить часто зустрічаються східчасті форми і глибоке поперечне (відносно до спрямовування) членування долиноподібними формами - підводними каньйонами [34, 35]. Окремі широкі сходинки материкового схилу звичайно розглядаються як крайкові плато.

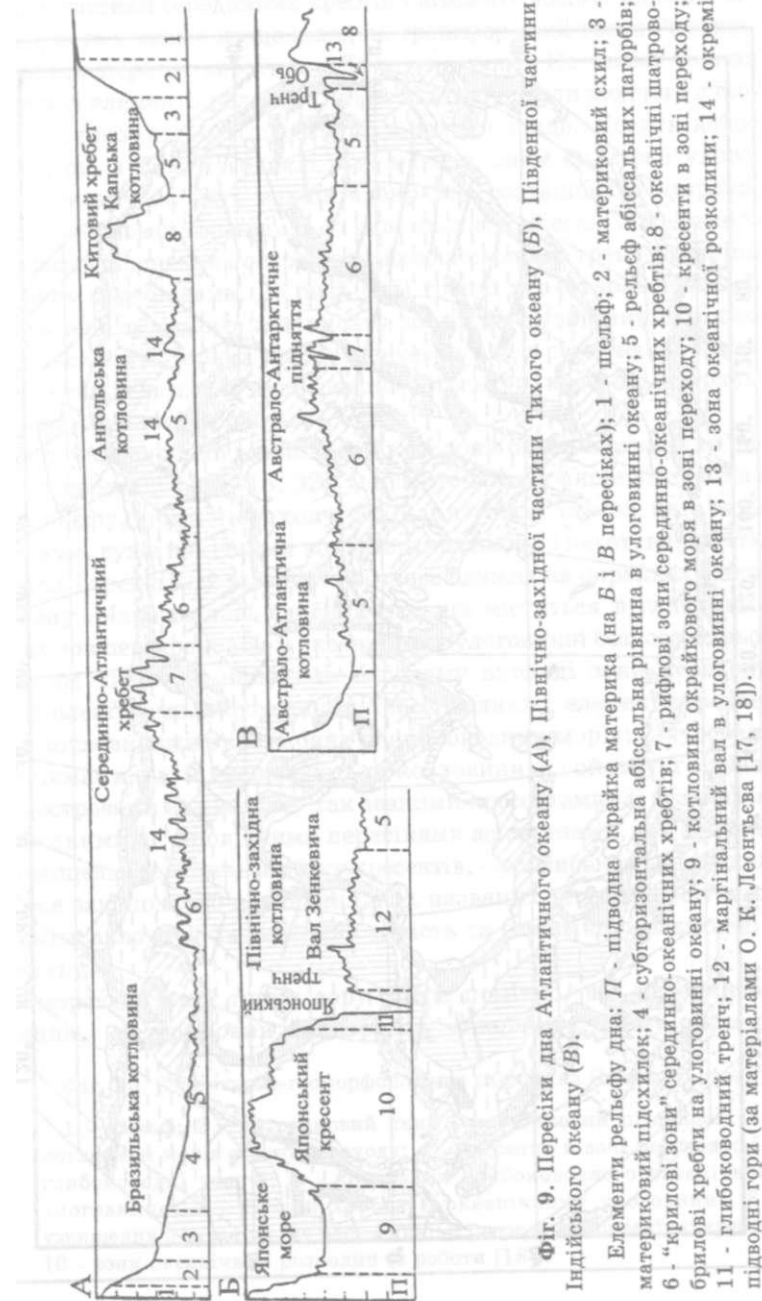
На другому пересіку можна чітко бачити, що материковий схил завершується на глибинах десь біля 3000 м. На більших глибинах розповсюджується похила рівнина, яка, проте, ще не є глибинним улоговинням Океану. Уздовж пересіку воно починається на глибинах 4000-4500 м, а простежується як найнижча поверхня океанічного дна (коли не ураховувати тренчів).

Похила акумулятивна рівнина виглядає як своєрідний елемент донного рельєфу. Найчастіше він представляється особливим шлейфом осадків, що накопичилися вздовж підсхилку материкового схилу, як це аналогічно буває на підсхилках гір на континентах [18, 36]. В інших регіонах замість названого шлейфу між базою материкового схилу і улоговинням розташовується стяга гірського і пагорбистого рельєфу чи вузька глибока западина з вирівняним (під впливом акумуляції осадкового матеріалу) дном.

Елемент, що тут описано, отримав назву "материковий підсхил". Досить часто підводні каньйони, які є характерними для материкових схилів в багатьох регіонах [35], мають продовження й на материковому підсхилку.

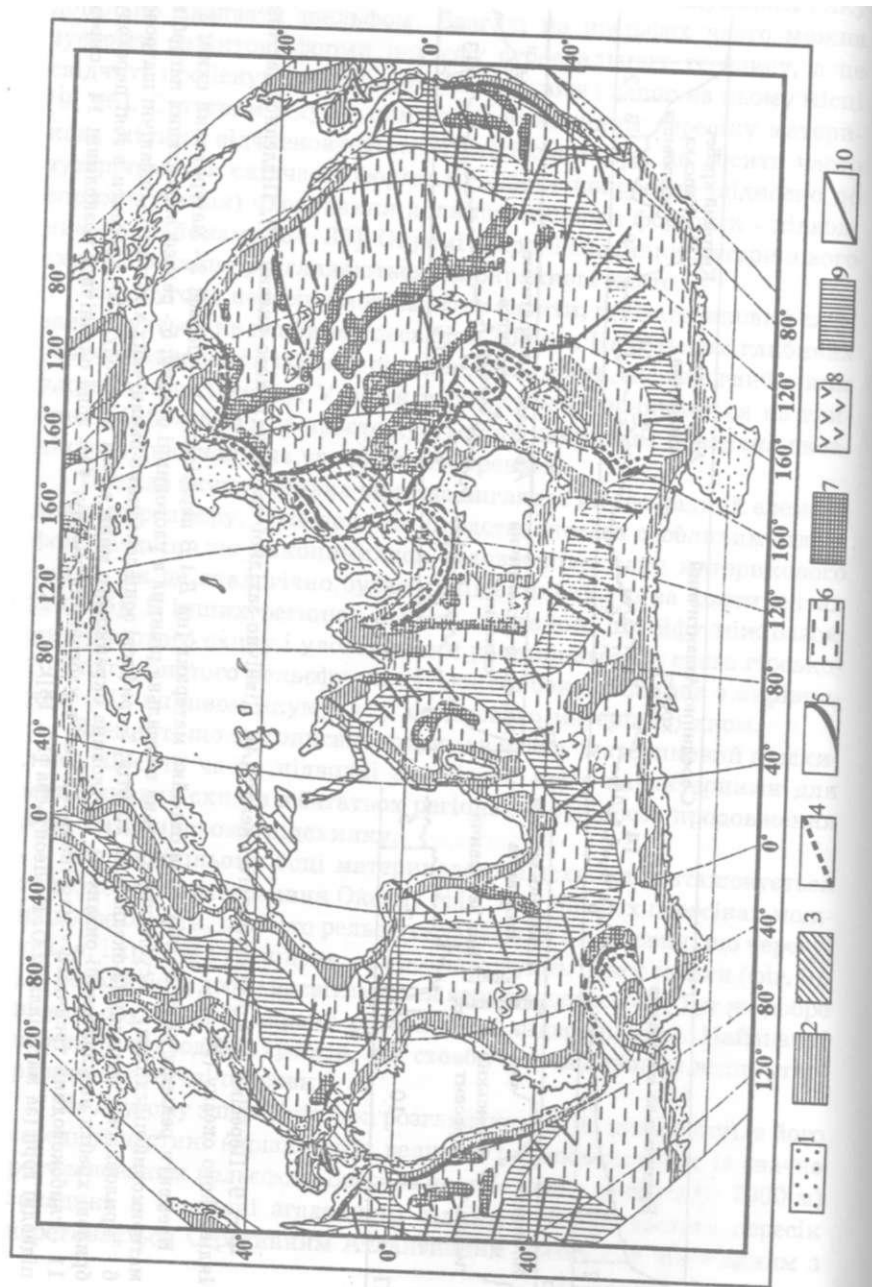
На зовнішньому боці материкового підсхилка розташовується глибоководне улоговиння Океану (фіг. 10). На обох пересіках можна добре бачити, що його рельєф складається з котловин, що чергуються, і хребтів і узвишень, які розмежовують ці котловини (фіг. 9). Ця особливість добре висвітлюється верхнім пересіком. Тут же добре вимальовуються й окремо розташовані підводні гори. Найзначніші вершини підводних хребтів, які стовбичать над рівнем води, утворюють океанічні острови.

На другому з пересіків, які розглядаються (на нижньому), в його середній частині вирізняється велике і широке підняття із значно розчленованим рельєфом. Звертає на себе увагу глибока (> 7000 м) западина в середині згаданого підняття. В цій частині пересік перетинається Серединним Атлантичним хребтом, а він є одним з



Фіг. 9. Пересіки дна Атлантичного океану (А), Північно-західної частини Тихого океану (Б), Південної частини Індійського океану (В).

Елементи рельєфу дна: 1 - підводна окрайка материка (на Б і В пересіках); 2 - шельф; 3 - материковий схил; 4 - субгоризонтальна абісальна рівнина в улоговині океану; 5 - рельєф абісальних пагорбів; 6 - "крилові зони" серединно-океанічних хребтів; 7 - рифтові зони серединно-океанічних хребтів; 8 - океанічні шатрово-брилові хребти на улоговині океану; 9 - котловина крайкового моря в зоні переходу; 10 - кресенти в зоні переходу; 11 - глибоководний тренч; 12 - маргінальний вал в улоговині океану; 13 - зона океанічної розколини; 14 - окремі підводні гори (за матеріалами О. К. Леонтьєва [17, 18]).



ланцюгів системи серединних хребтів Світового океану. Глибока западина в його межах є не що інше, як трансформний тренч Романні.

Верхній пересік перетинає Японське море. На ньому можна помітити ті елементи рельєфу, які не віддзеркалили жодного з геоморфологічних підрозділів, що називалися вище. Досить добре помітно, що в Тихому океані між материковим схилом і улоговинним океану на його західній окрайці розташована широка, складно побудована зона дна, до якої входять абіссалі Японського моря, пасма Японських островів та глибоководний тренч з зовнішнього боку цього пасма. До речі, такі тренчі тут є характерними. З боку американського континенту абіссальне улоговиння відокремлюється від материка також тренчем, а він, в свою чергу, безпосередньо тяжіє до схилу прибережного гірського хребта (Центрально-Американських Кордільєр).

Всі ці складно побудовані окрайкові зони океанів отримали назву "зон переходу" [17, 18, 32]. Окрім згаданих вище відзначених рис рельєфу, зони переходу відрізняються також багатьма вулканами, дуже помітними контрастами глибин і висот, наявністю кресентів і тренчів. Їх більшість розповсюджена на окрайках Тихого океану. Максимальні глибини океанів містяться в глибинних тренчах зон переходу, а не в океанічному улоговинні безпосередньо.

Таким чином, в найбільш типовому вигляді зони переходу представлені комплексом таких трьох великих елементів рельєфу: 1) котловинами окрайкових глибоководних морів; 2) гірськими системами, що відмежовують ці котловини від океану, і відзначених островами над водою, - так званими кресентами; 3) вузькими, видовженими, з У-подібними пересіками западинами, які звичайно розміщені з зовнішнього боку кресентів, - це глибоководні тренчі.

Таке закономірне поєднання всіх названих геоморфологічних елементів вказує на їх системну єдність та генетичну взаємодію і структуру.

З морфологічної точки зору добре помітно, що материкова обмілина і материковий схил разом утворюють єдину систему

Фіг. 10. Структурно-геоморфологічна схема дна Світового океану:

- 1 - шельф; 2 - материковий схил і материковий підсхилок; 3 - котловини морів в зоні переходу; 4 - кресенти в зоні переходу; 5 - глибоководні тренчі; 6 - котловини глибоководного океанічного улоговиння; 7 - гірські хребти в океанічному улоговинні; 8 - підвищення в океанічному улоговинні; 9 - серединно-океанічні хребти; 10 - зони океанічних розколин (з роботи [18]).

(фіг. 10). Оскільки материки - це структурні, корінні узвищення земної поверхні (себто, - об'ємні тіла), то материкову обмілину можна розглядати в якості частини поверхні материка, що була затоплена водами океану, а материковий схил - як схил материкового "брила" (структурна окрайка).

Отже, на підставі розгляду тільки морфологічних особливостей, які обумовлені всією еволюцією земної кори і планети в цілому, непогано визначається чіткий поділ морського дна Світового океану на наступні провідні елементи (фіг. 8): а) материкову обмілину, материковий схил, материковий підсхилок, які всі разом утворюють підводну окрайку материка; б) зону переходу, яка звичайно складається з котловини окрайкового глибоководного моря, кресента і глибоководного тренча; в) улоговиння океану, що визначається як генетичний комплекс океанічних (абіссальних) котловин і узвишень; г) серединно-океанічні хребти, що складаються з крилових зон хребтів та уздовжних рифтових зон. Така найзагальніша структура донного рельєфу не є винятковою і несподіваною, бо обумовлена загальнопланетарними процесами розвитку Землі, взаємодії океанічної і материкової кори, перерозподілом густоти речовини в надрах, щільною взаємозалежністю ендегенних і екзогенних явищ. Немає сумніву, що й інші складові частини природної системи Океану виникли, розвивалися та набули сучасних рис в невід'ємній залежності від еволюції океанічного рельєфу.

Глава третя

ПРОБЛЕМА ПОХОДЖЕННЯ І ЕВОЛЮЦІЇ ВОДНОГО ШАРУ В ОКЕАНІ

Вода в океані - це результат складних процесів диференціації речовин мантиї, що продовжувалися на протязі всієї історії Землі. А відтак, кількість води в океані увесь час підвищувалася. Історія Океану - це не тільки історія його геолого-геоморфологічного розвитку, не тільки еволюція геохімічного складу його води, але й історія змін рівня поверхні. Ці зміни пов'язані як з безперервним надходженням води в Океан, так і з коливаннями обсягу океанічних котловин і улоговиння в цілому. Проблема, яка викладається в поточній главі, є важливою для розуміння походження і розвитку безперервної водної товщі, рідкої оболонки, що складає базу океанічної природної системи [16].

3.1. Походження океанічної води

Процеси утворення і еволюції земної гідросфери відбувалися в нерозривному зв'язку з започаткуванням, виникненням і розвитком Землі безпосередньо (розділ 2.3). Поточним часом перевагу мають два провідних напрямки наукової думки про виникнення планет: гіпотеза "горячого" початку об'єктів сонячної системи {автори і розробники: Г.Лейбніц (1699 рік), І.Кант (1755 рік), Ж.Бюффон (1749, 1778 роки), П.Лаплас (1796 рік) і їх послідовники} і аккреційна гіпотеза утворення планет {автори і розробники: О.Ю.Шмідт, В.Г.Фесенков, А.П.Виноградов і їх учні і послідовники}. Але вони містять в собі багато незбіжностей, невизначень щодо нових наукових фактів, неспроможності пояснити деякі шляхи від еволюції Землі до утворення гідросфери, тощо. Разом з цим, вказані два напрямки ініціювали різноманітність розробок, бо накопичення сукупності космогонічних космохімічних і геохімічних фактів принципового характеру увійшли в протиріччя з базовим фундаментом вказаних гіпотез, а це свідчить про необхідність пошуку нових, більш досконалих і продуктивних ідей.

До низки найбільш продуктивних і обґрунтованих ідей такого аспекту належить гіпотеза "конденсаційного походження Землі" (і гідросфери відповідно), яку розробляли В.І.Ферронський, С.А.Денисик, С.П.Кларк, М.Бландер та їх співробітники і однодумці. Вони дійшли висновку, що протоземна хмара, як і інші протопланетні утворення, відокремилися від єдиної протосонячної хмари холодного газу (4,56 млрд. років тому, за В.Є.Хаїним, В.О.Плейніковим, К.Паттерсоном, Ф.Стейсі) упродовж процесу його стискання, і Земля стала протопланетою як самостійна природна система. Наступне невинне стискання і ущільнення протоземної хмари повинне було супроводжуватися подальшим розігрівом і хімічною диференціацією його речовини. Такий процес мав змогу утворити відокремлення лунного тіла і завершитися погушенням і температурною конденсацією Землі і Луни. В даному разі поки що не можна уявити детальностей процесу утворення Землі, послідовності конденсації хімічних сполук і формування окремих оболонок в надрах. Вихідними є висновки, що всі тіла планет і їх супутників формувалися в умовах ефективної дії температур, які безперервно підвищувалися пропорційно ступеню стискання, до утворення такого стану тіла, що вже практично не може стискатися. Після цього починав діяти незворотній процес охолодження цих тіл. Після утворення залізо-силікатної Землі вода і вугільна кислота ще упродовж значного періоду мали газовий стан існування, поки температура на поверхні Землі не понизилася і не настали умови конденсації води. Тому прихильники названої гіпотези "конденсаційного походження" Світового океану вважають, що Океан набагато молодший за земну кору, а хімічний і ізотопний склад його води мало змінився від моменту утворення гідросфери. Як бачимо, наведені висновки близькі до різних ідей про походження Океану.

І все ж більшістю сучасних наукових уявлень [4, 5, 20, 32] диференціація і дегазація мантиї нашої планети визнається як виключно один механізм утворення гідросфери. Процес диференціації речовини із земних надр "... може бути подібним до зонного виплавлення мантийної речовини з одночасним рухом легкоплавкого шару до поверхні Землі. В складі цього легкоплавкого шару рухається і вода, яка відокремлюється в якість самостійної фази, десь не сягаючи поверхні. Легкоплавка суміш сукупності гірських порід зазнає сепарації на дві фази: головним чином силікатну і головним чином водну. Після відокремлення водна

фаза отримує саморухомість і, як найменш густа і в'язка, енергійніше рухається в напрямку поверхні" [5, 8].

Під час відокремлення водної фази летючі компоненти згортаються в ній, і таким чином вона перетворюється на розчин, який містить в собі різноманітну і складну сукупність зазначених компонентів. Коли цей розчин опиняється на поверхні Землі, він відчуває зміни свого складу, бо одночасно йде процес пристосування його до нових природних умов. Дослідники стверджують, що вода Океану - це первинний ювенільний розчин, в стані після пристосування до поверхневих природних умов [21, 27, 32]. Пряме і недвозначне наголошення на цьому бачимо у В.І.Вернадського: *"Не можна не урахувати величезну кількість води, яка пов'язана з підводними вулканічними виверженнями і виливаннями мінеральних джерел, досить вірогідно - на всьому розповсюдженні морського і океанічного дна. Це повинно викликати хімічний розвиток морської і океанічної води".* А згодом розкривається один з елементів масообігу в Океані: *"Провідна кількість солей створювалася іспокон віку і створюється й зараз від наземних вивержень... або виходами вулканів і фумарол на морському дні. Річкова вода прямим своїм виливанням не спроможна змінити первісної схожості океанічної води з розчиненими частинами вулканічних продуктів".*

Не відкидаючи провідного значення ювенільних вод, треба зауважити, що формування суттєвих глибин ще на початку фанерозою обумовило виникнення такого шару води в Океані, що його тиск над донними ювенільними джерелами (зокрема, над серединно-океанічними хребтами) можна співставити з тиском гідротермальних розчинів під час їх виливання з надр в вісьових зонах хребтів. Тому досить вірогідним упродовж фанерозойського часу є чутне зменшення надходжень ювенільної води в Океан. За результатами досліджень Д.Ф. Кастінга і Н.Г. Хольма можна дійти висновку, що за останні десятки млн років вилучення сучасної океанічної води в мантию упродовж дії субдукції приблизно дорівнює її надходженню звідти, або такі вилучення навіть перевищують надходження. Як би там не було, але значна частина досліджень вказує на розвиток певної ритмічності цих процесів.

Викликає інтерес неадекватний склад і вміщення деяких елементів в первісному ювенільному розчині, з одного боку, і в воді сучасного Океану, з іншого боку. Зокрема, на такі розбіжності звертають увагу Ю.А. Богданов та ін. [4], М.Г. Валяшко [5], Г.У. Ме-

нард [20], Х. Раст [27] та інші автори. Зокрема, зміст вуглецю (г/100 г води) в первинному ювенільному розчині дорівнює 8,0; а в воді сучасного Океану - вже $3,5 \cdot 10^3$. Відповідно, концентрація флюору складає $6 \cdot 10^3$ і $2,4 \cdot 10^3$; хлору - 1,4 і 1,9; бром - $1 \cdot 10^2$ і $7 \cdot 10^3$; йоду $8 \cdot 10^3$ і $5 \cdot 10^6$; бору $8 \cdot 10^3$ і $4 \cdot 10^4$; а азоту - 0,4 і $5 \cdot 10^2$. Ці величини показують, що таке пристосування фактично веде до зберігання первинного складу таких елементів, як хлор і бром, бо на поверхні Землі для них відсутні досить активні осаджувачі, що вилучають їх з обігу в природі [5]. Разом з тим відбувається зниження кількох інших компонентів, а особливо - велика втрата вуглецю. Також значного зниження відчув і азот.

Втрати вуглецю обумовлені, по-перше, залученням його до вуглецевої кислоти і наступним осаджуванням карбонатів, а по-друге - фотосинтезом, що вказує на переробку організмами. Втрати азоту також обумовлені життєдіяльністю водних істот і рослин. Таким чином, виникнення і розвиток життя в Океані опинилося потужним геохімічним фактором, який визначив подальші зміни сольового складу первинних ювенільних розчинів.

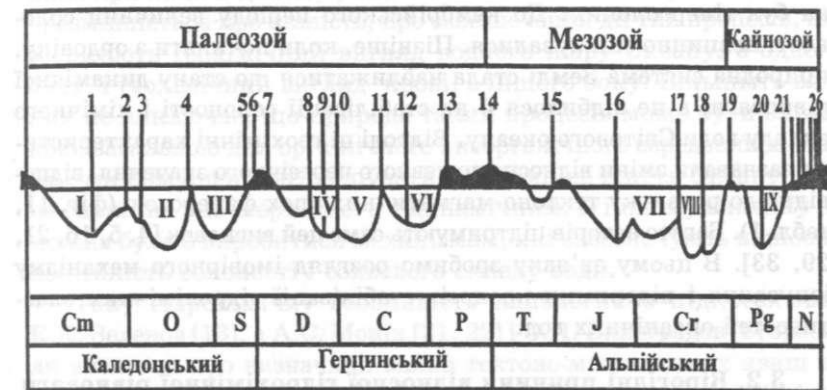
В середовищі гарячої води, яка виробляється і в поточні дні під час вулканічних вивержень, зміст кремневої кислоти в десятки, навіть - в сотні, разів більше, ніж в морській воді. Зниження властивості SiO_2 (двоокись кремнію) розчинятися під впливом зниження тиску і температури дозволяє стверджувати, що первинний ювенільний розчин в момент виходу на земну поверхню також був насичений кремнеземом. Відтак, в первинній земній історії початковий Океан вже був насичений вуглецем, кремнеземом та їх сполуками. Коли до цього додати, що хлор, бром, йод, флюор в ті ж давні часи відокремлювалися в вигляді кислот, то не складно дійти висновку, що в перший період існування Пра-Океану океанічні води мали кислотну реакцію. Але "кисла" стадія існування Океану була недовготерміновою [5, 7, 28].

Втрата кислотних властивостей в середовищі морської води пояснюється по-перше втратою вуглецю, а також розчином сильних кислот під час взаємодії з сильною основою і слабкими кислотами. Виникнення життя і, в зв'язку з цим, надходження кисню в атмосферу обумовило в ній зміну відновних умов на умови киснево-азотну і окислювальну. В результаті відбулися змінення міграційних форм сірки, заліза, азоту: коли до цього провідною міграційною формою для сірки був аніон S^{2-} , то зараз опинився SO_4^{2-} , для азоту - N_2 і NO замість NH_3 , а для заліза - Fe^{3+} . Залізо втратило

свою рухомість, азот перемістився переважно до атмосфери, а іон BO_4^{3-} почав накопичуватися в морській воді. Хлоридно-сульфатний сольовий склад води змінюється на хлоридно-карбонатно-сульфатний, вода повільно зазнає нейтралізації, при цьому вона еволюціонує головним чином в бік слабкої лужної реакції під впливом зростаючого надходження іонів лужних і лужно-земельних металів. Провідним джерелом таких іонів виступають продукти руйнування гірських порід.

За даними досліджень і згідно до уявлень М.Г. Валяшко [5] і В.Л. Лебедева із співавторами [16], синхронно із стабілізацією атмосфери відбувалася також стабілізація і різноманітних форм міграції базових хімічних елементів на поверхні Землі, а отже - і композиція океанічної води. В кембрії, за даними сольового складу відкладів цього періоду, загальні риси складу океанічної води були вже такими, що спостерігаються поточного часу.

Взагалі, в сучасній фізико-географічній літературі найчастіше згадуються три точки зору на характер змін солоності і складу води в Світовому океані [11, 18, 21]. *Перша* з них стверджує, що в стадії охолодження первинної планети Земля ювенільний Океан відрізнявся дуже високою солоністю, з таким хімічним складом води, який



Фіг. 11. Тектоно-магматичні епохи фанерозою.

Орогенетичні фази: 1 - Салаїрська; 2 - Вермонтська; 3 - Трюсильська; 4 - Таконська; 5 - Арденнська; 6 - Ерійська; 7-9 - Девонська; 10 - Бретонська; 11 - Судетська; 12 - Астурійська; 13 - Заальська; 14 - Пфальцська; 15 - Давньокіммерійська; 16 - Новокіммерійська; 17 - Австрійська; 18 - Ларамійська; 19-26 - кайнозойські. Римські числа - трансгресії, а чорний колір замальовує час тектонічних епох (за А. С. Моніним [21]).

дуже близький до складу ювенільної води під час виверження вулканів. В період наближення до наших днів солоність поступово і перманентно знижувалася, поки не сягнула сучасних значень. Друга точка зору відкарбовує протилежну ситуацію: ювенільний Океан спочатку мав несолону, прісну воду; на протязі наближення до наших днів солоність поступово і неухильно підвищувалася, поки не стала сягати сучасних значень, а хімічний склад води набув сучасних параметрів. Зрештою, третя точка зору стверджує, що від самого початку народження Світового океану в ньому вода взагалі була дуже близькою за солоністю і хімічним складом до сучасної. Упродовж наближення до наших днів параметри солоності і хімічного складу води могли на деякий час (відповідно до терміну того чи іншого природного ритму клімату, змін сольового і водного балансу) зростати чи знижуватися відносно до трендів, в залежності від відповідних змін стану Землі і загальних, планетарних фізико-географічних умов.

Матеріали цієї глави народжують думку, що істина міститься поміж різноманітними точками зору. Бачиться, що друга точка зору належить до низьковірогідних, її прояв хоча й міг мати місце в природі, але упродовж дуже короткого часу, з урахуванням складу ювенільної води [21, 27, 33]. Вірогідніше за все, первинний Океан був гіперсолоним. До кембрійського періоду величини солоності невпинно знижувалися. Пізніше, коли починати з ордовіку, природна система Землі стала наближатися до стану динамічної рівноваги, а це відбилося й на стабілізації солоності і хімічного складу води Світового океану. Відтоді ці геохімічні характеристики зазнавали зміни відносно до певного пересічного значення, відповідно до розвитку тектоно-магматичних епох фанерозою (фіг. 11, табл. 1). Багато авторів підтримують саме цей висновок [4, 5, 16, 21, 29, 33]. В цьому зв'язку зробимо розгляд імовірного механізму існування і підтримки процесів стабілізації гідрохімічних властивостей океанічних вод.

3.2. Вірогідні причини відносної гідрохімічної рівноваги води Світового океану

Згідно до уявлень фахівців різних наук, природний об'єкт "Океан" бачиться неадекватно. Одну групу фахівців цікавить динамізм природної системи, інша група вивчає мінеральні і харчові ресурси, для трет'їх базовою проблемою є незмінність солоності і сольового складу морської води. Мільйонами, десятками і сотнями мільйонів років в межах всіх районів і на всіх глибинах Океану співвідношення базових

хімічних компонентів морської води залишається постійним [11, 16, 22]. Така постійність зазнає регулювання переважно процесами сольового обміну в океані (див. розділ 3.4), і тут важливого значення набувають живі організми.

Великий вчений академік В. І. Вернадський запропонував визнати співвідношення провідних компонентів морської води в якості константи нашої планети, аналогічно до того, як характерною константою речовини виступає точка його розплавлення.

Добре відомий той факт, що співвідношення провідних хімічних компонентів в складі морської води і в крові тварин практично однакові. Цей факт часто розглядається як провідний доказ океанічного походження життя і постійності сольової композиції упродовж багатьох і багатьох мільйонів років. Проте, саме цей факт мав би в найбільшій мірі дивувати та насторожувати.

А втім, маємо суттєвого ризику віддавати першість живим істотам як провідній причині виникнення названого факту. Організми не спроможні забезпечити інерційну сталість властивостей океанічної води. Надто великою є їхня динаміка, перманентна зміна керівних видів, суттєві коливання видового складу, біомаси, біопродуктивності, чисельності, тощо. Отже, повинна бути якась інша причина. В даному разі мова повинна йти не про постійність і незмінність, а про сталість, про забезпечення дії тих процесів, що зберігають геохімічний вигляд водного шару Океану, з одного боку, і геохімічний вигляд крові, з іншого боку. Більшість вчених не виключає, що природа таких процесів може бути близькою, загальною для органічного і неорганічного середовища. Над усе, ми вимушені наголошувати, що хімічне життя Океану ніяк не спокійне і не інерційне, а є динамічним. В іншому випадку не можна було б виробитися механізм, які забезпечують відносну постійність солоності і сольового складу води.

Таку гідрохімічну особливість наполегливо підкреслював К.К. Зеленов [13], а А.С. Монін [21, 22] і О.П. Виноградов [6] зробили висновок про визначний вплив тектоно-магматичних явищ на еволюцію життя в Океані. Саме ці явища об'єднані сукупністю факторів і процесів, які ведуть до твердої сталості геохімічної системи Океану. В цьому відношенні показовим є приклад про недавню історію вулкану Бану Вуху поруч з Зондськими островами Махенгетан і Сангіхе (координати 3° пн. ш. і 125° с.д.), який наводиться професором К.К. Зеленовим [13].

Отже, до кінця 1895 р. мешканці Махенгетана спостерігали дивовижні гейзероподібні струміні, які вивержувалися прямовісно

догори з надр моря, що "кипіло". Ці "гейзери" супроводжувалися вивільненням сірчаних газів та масовою загибеллю риби. Наступний сильний викид сірчаних газів відбувся 17 квітня 1904 р., а після нього з-під води піднявся новий острів, і це явище супроводжувалося низкою відчутних сейсмічних поштовхів. Навколо острова морська вода мала іржаво-червоний колір та сильно булькотіла. Але одночасно вона залишалася холодною, її смак був звичайним гірко-солоним як і взагалі має морська вода, і в той же час відчувався вельми неприємний запах сірки. Сірчани і гази іншого складу безперервно супроводжували виверження вулкану Бану Вуху до 1935 р. безпосередньо. Одночасно відбувалися дуже активні хімічні реакції еруптивних і експлозивних викидів з морською водою. В багатьох випадках перенасичені ювенільні розчини створювали незвично сильні аномалії морської води. Треба тут зауважити, що схожі явища спостерігалися під час виверження вулканів Іоанн Богослов, Сертсей, Хеймаей, Беренберг, Тристан да-Кунья, Ілха-Нова і багато інших. Під впливом високого гідростатичного тиску, під величезним шаром морської води на дні виверження відбувається не в вигляді вибуху, а порівняно повільним, спокійним виливанням лави, виходом газів, концентрованного розчину (до 400‰ і більше) суміші кислот HCl , H_2S , H_2SO_4 , H_3PO_4 , CO_2 , хлоридів металів і т. і. Вказаний вплив, що протікає в умовах дії підвищених температур і в присутності морської води, веде до утворення натрію, кальцію, магнію, заліза, марганцю, кремнезему та ін. Складні розчини, за правилами, розділяються на окремі хімічні елементи [6, 13, 16, 24]. В регіонах активного виверження підводних і острівних вулканів кількість муля в воді підвищується в 15-20 і більше разів, вона вміщує багато заліза, міді та інших металів, змінює колір води і величини лужної реакції морської води.

Перелічені процеси спроможні сильно (хоча й не вирішальним чином) впливати на природну систему Світового океану, і на її геохімічну складову - зокрема. Наприклад, потужні виверження надводних і підводних вулканів на протязі року можуть багаторазово перевищити сумарні річні викиди осадового матеріалу всіма річками світу разом узятих, згідно до висновків Дж. Умбгрова, В.І. Влодавця, Г.А. Макдональда, Х. Раста [11, 27]. Зокрема, суттєвої відомості набули виверження вулканів Тамбора на о-ві Сумбава в Індонезії в 1816 р. (викид $> 150 \text{ км}^3$ гірської породи), Косигуїна в Нікарагуа в 1835 р. (60 км^3), Кракатау в Зондській протоці між островами Ява і Суматра в 1883 р. (18 км^3 гірської породи), Ключевської Сопки на п-ові Камчатка в 1937 р. (180 млн. м^3) і в

1938 р. ($> 250 \text{ млн. м}^3$), Мауна-Лоа в ланцюзі Гавайського архіпелагу в 1950 р. ($> 500 \text{ млн. м}^3$) і багатьох інших. Відповідно, за аналогією можна собі уявити про діяльність підводних вулканів: вони не поступаються надводним, а число їх більше. За приклад можуть правити підводні вулкани на окрайці о-ва Ісландія, особливо з південного боку; там давні і сучасні вулканічні конуси здіймаються з глибин 500-1500 м, багато їх з'являється над водною поверхнею, потім вони зрізаються абразійною дією океанічних хвиль, потім відновлюються. Тільки на дні Тихого океану налічується не менше за 10000 вулканічних споруд різних типів, класів і різного віку [7, 17, 27] (фіг. 7). Але разом з тим, як один з найважливіх факторів дестабілізації процесів еволюції води в Світовому океані, вулканічна діяльність не спроможна помітно і вирішальним чином порушити геохімічну стійкість маси води в Океані в цілому. Як і під час спостережень за вулканом Бану Вуху, цьому сприяють складні хімічні реакції, - в результаті їх дії газоподібні, рідинні і тверді речовини вивержень різновиднюються і розщеплюються на прості, елементарні хімічні елементи і сполуки. Їх складна сукупність, точно визначене співвідношення і спроможність реагувати на зміни довкілля ведуть до урівноваження в складній геохімічній системі Океану, що перманентно змінюється [5, 6, 16, 18].

В найзагальному випадку можна собі уявити ситуацію, під час якої в водоймі розташовані в розчині тільки основні елементи (бікарбонати калію, натрію, магнію і кальцію). Тоді вугільна кислота вступає в реакцію і веде до формування середовища лужного типу. Подальше підвищення її концентрації чи відповідний вплив температури спонукає скиданню на дно надлишку лужних сполук. І навпаки, карбонатні сполучення натрію і кальцію нейтралізують кислотні сполуки.

Калій може вивільнюватися з океанічної води двома шляхами. По-перше, під впливом адсорбції на частинках глинистих мінералів. По-друге, під впливом вступу в реакцію з базальтами океанічної кори на дні Океану. Також не треба забувати і про біогенну нейтралізацію калію водними організмами.

Магній вилучається з морської води аналогічними шляхами. Але, окрім них, існує також й вилучення в складі карбонатів, зокрема, в процесі доломітизації. Інтенсивний процес формування доломіту $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ веде до ефективного вилучення магнію з морської води.

Кальцій і його концентрації беруть участь в балансі двох вихідних базових процесів. По-перше, карбонат кальцію вилучається з води організмами, які будують з нього власні скелети. Особли-

вою активністю тут відзначаються молюски і корали. По-друге, коли молекула карбонату кальцію будує панцир морського організму, то одночасно утворюється і молекула вугільної кислоти. Але карбонат кальцію розчиняється в вугільній кислоті. Оскільки ці реакції відбуваються безпосередньо біля поверхні води при умовах дії фотосинтезу, то вугільна кислота кінець кінцем перетворюється в органічну речовину. Ось чому поверхневі води Океану залишаються насиченими кальцієм, і це є їх стійким станом рівноваги. Процес його підтримки протікає безперервно, що й забезпечує геохімічну стійкість і саморозвиток океанічної води на фоні природних і антропогенних порушень системи Світового океану.

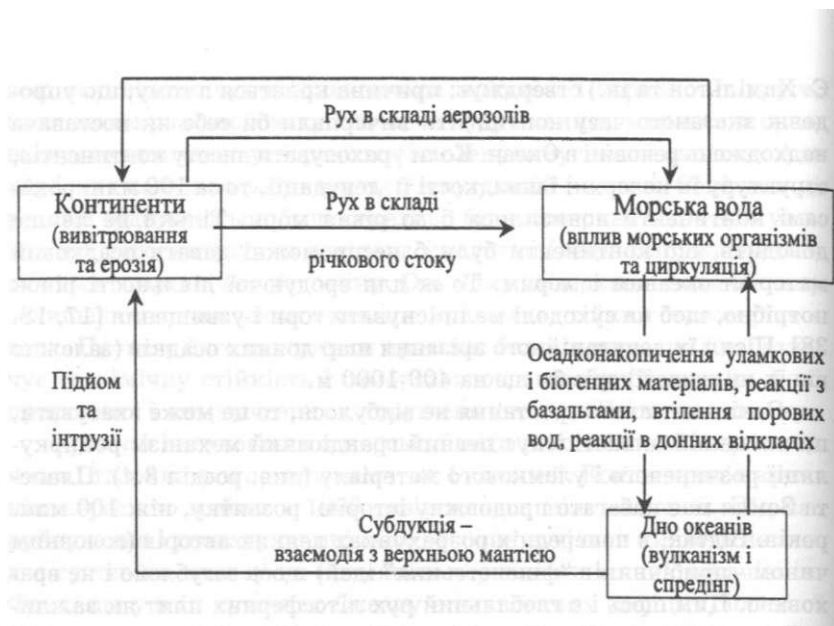
Кремній вилучається з морської води головним чином рослинними і тваринними організмами, як і кальцій. Концентрація кремнію пересічно майже в 1000 разів менше, ніж кальцію. Під час руйнування і розпаду органічних речовин вугільна кислота не завдає суттєвого впливу на кремняні черепашки живих організмів. Факт, що у всіх куточках Океану є виявленим дефіцит біогенної форми двоокису кремнію, але швидкість її розчинення залежить переважно від терміну часу, що скінчився від моменту утворення, а також від змісту кремнію в воді. Саме тому концентрація кремнію в Океані підтримується увесь час на низькому рівні за рахунок його перманентного і ефективного виведення в склад донних відкладів.

Поряд з провідними причинами геохімічної рівноваги океанічних вод, що були підкреслені вище, деякі автори (головним чином - прихильники "мобілістських" ідей) виносять на розсуд ідею про вплив внутрішньої літо-циркуляції (т.є. про рух материкових плит) Землі, - на підтримку такої рівноваги на протязі довготермінових ланцюгів часу з точки зору масштабу геологічних явищ. Вище було показано, що океани з вкрай несуттєвою вірогідністю можуть невинно ставати солоніше упродовж часу своєї еволюції, але одночасно вони позбуваються надмірної кількості металів і осадової речовини, що надходить з континентів і островів. Всі хімічні сполуки, що проходять крізь водяний стовп океанічного шару, залучаються до донних осадків. До їх складу входить як уламковий, так і розчинений матеріал. Але, якщо на цьому процес і зупинявся би, то ми вимушені були б зіткнутися з парадоксом: в дійсності, відповідно до закономірностей розвитку природної системи Океану, цей процес був би перерваним ще приблизно 100 млн. років від свого початку, саме такою є його оптимальний термін. Група дослідників із США (Р. Джильдлер, Ч. Дрейк, Д. Імбрі, Д. Кнаус, К. Турек'ян,

Є. Хамільтон та ін.) стверджує: причина криється в тому, що упродовж вказаного часу континенти вичерпали би себе як поставача надходжень речовин в Океан. Коли урахувати висоту континентів, структуру їх поверхні і швидкості її денудації, то за 100 млн. років самі континенти понизилися б до рівня моря. Тільки це явище доводить, що континенти були б неспроможні давати осадовий матеріал океанам і морям. То ж для еродуючої діяльності річок потрібно, щоб на суходолі мали існувати гори і узвищення [17, 18, 38]. Після їх денудаційного зрізання шар донних осадків (залежно від їх щільності) зріс би ще на 400-1000 м.

Оскільки такого зростання не відбулося, то це може вказувати, що на нашій планеті існує певний грандіозний механізм рециркуляції розчиненого і уламкового матеріалу (див. розділ 3.4). Планета Земля має набагато продовжну історію розвитку, ніж 100 млн. років. Відтак, в попередніх розрахунках деяких авторів (головним чином - прибічників "фіксистських" ідей) щось загублено і не враховано. Цим щось і є глобальний рух літосферних плит як важливий фактор кругообігу речовини на Землі, відповідно до висновків зазначеної групи американських дослідників і розробок вчених з країн минулого СРСР.

Ці останні пояснюють, що на окрайках плит, які зазнають субдукції, осадки і осадові породи (отже - і розчинені елементи і сполуки в шарі океанічної води) втягуються до нового кругообігу. Цим вони забезпечують матеріал для утворення нових гір і узвищень, відповідно до процесів взаємодії материкової і океанічної кори, ендегенних і екзогенних процесів в ритмічному режимі існування (див. розділ 1.2). Відтак, забезпечується певне оновлення континентів. Одночасно відбувається і новий перерозподіл хімічних елементів і сполук в розсіяній (розпушеній) і концентрованій формах. В останньому випадку можуть утворитися рудні копалини. Упродовж процесу мобільності континентів, вертикальні тектонічні рухи ведуть до гороутворення, до формування гір та узвищень, розгалужених пасом. Цим підтверджується таке значення базису ерозії, яке обумовлює спроможність водних потоків до інтенсивної ерозії, до великих скидів води і наносів в Океан. Саме названими тектонічними подіями перманентно підтримується розвиток денудаційного "гоління" поверхні континентів, а механізм цього денудаційного зрізання характеризується ритмічністю, відповідно до закономірностей прояву ерозійних циклів і формування поверхні вирівнювання, за В. Пенком і А. Болігом.



Фіг. 12. Схема природних процесів, які визначають кругообіг різноманітних речовин на Землі (за матеріалами Ч. Дрейка з співавторами [11]).

Таким чином, геохімічна рівновага забезпечується безперервним "конвейером" кругообігу і кругоперетворення речовини континентів (фіг. 12). Ці кругоперетворення і обіги формують повні кола замикання, з участю комплексів фізико-географічних факторів і процесів, що відбуваються в Океані, в тому числі - також факторів і процесів формування провідних і вторинних структур на його дні. Ті речовини, що утворюються і підлягають модифікації в Океані, врешті решт потім вертаються на суходіл. Що з них саме сягне тієї чи іншої континентальної межі, залежить від розподілу і перетворення речовин усередині Океану.

Як і розвиток земної кори і рельєфу океанічного дна, гідрохімічні коливання в водному шарі відчувають зміни [4, 11, 21, 22, 29, 32]. Найбільш помітні з них досить добре збігаються з переломами епох зростання напруженості гравітаційного поля Землі і відповідних епох тектоно-магматичної активізації розвитку земної кори. Саме такі переломи є найбільш імовірними періодами зміни і незворотного удосконалення форм життя, як рослинного, так і тваринного світу (розділи 4.2 і 4.3).

3.3. Про зміну обсягу та рівня поверхні води в океані

Коли виходити з передбачення, що вода в Океані є продуктом диференціації мантіїної речовини, яка пристосувалася до поверхневих фізико-географічних умов, і що такий процес диференціації мав місце упродовж всієї геологічної історії нашої планети, то не можна не дійти висновку, що кількість води в складі гідросфери (перш за все - в Океані) увесь час підвищується [5, 6, 17, 18, 32]. Історія розвитку Океану - це разом з тим є історією змін його рівня. Розташування рівня визначається не тільки змінами кількості води в гідросфері, але й змінами рельєфу на океанічному дні, що зумовлює непостійність об'єму (вмістувача) океанічного улоговиння і западин, які багато в чому залежать від розвитку земної кори (розділ 2.3).

Р.К. Кліте [15], який досліджував цю проблему, дійшов висновку, що для палеогеографічної і геологічної історії Світового океану характерним є перманентне і невпинне скорочення його площі, але з одночасним поглибленням дна, причому, пересічно із швидкістю 1 мм/1000 років. Скорочення площі Океану супроводжується зростанням площі суходолу, а це, в свою чергу, узгоджується з гіпотезою первинності Океану. Названий автор підррахував, що приблизно 4 млрд. років тому первинний Океан вміщував в собі майже $0,02 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ води, мав площу 509 млн. км^2 , пересічну глибину 40 м, а рівень його розташовувався на 2490 м нижче за сучасний. Втім, вже 2 млрд. років тому об'єм пра-океанічної води становив $0,63 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, площа 499 млн. км^2 , пересічна глибина - 1260 м, а рівень містився приблизно на 1500 м нижче за сучасний. Відомо [11, 17, 18, 29], що в наші дні вказані тут параметри виглядають так: об'єм $1,34 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, площа 361,3 млн. км^2 , глибина 3710 м, а абсолютна позначка рівня 0,00 м. Як тут можна бачити, геолого-геоморфологічні, палеогідрологічні і аналітичні дослідження дозволяють переконатися, що Світовий океан зазнав суттєвих змін упродовж всієї історії розвитку нашої планети. Вказана закономірність значною мірою підтверджує провідні висновки гіпотези про Землю, що розширюється, яка свого часу найбільше повно була обґрунтована Е. Зюссом, а потім була розвинута в роботах прибічників геосинклінальної теорії Землі.

Розрахункам Р.К. Кліте [15] попереджувала спроба побудови моделі змін маси води і пересічної глибини Світового океану, що була здійснена В.А. Шлейніковим. З розробок цього автора виходить, що упродовж майже 3 млрд років відбувалося прогресуюче зростання глибини Океану, в зв'язку з підвищенням його об'єму і

зменшення площі. За розрахунками В.А. Шлейнікова, біля 2 млрд років тому пересічна глибина Океану вже почала перевершувати 1000 м. Об'єм Океану на той час не був значним, суттєвим, бо був в 3 рази меншим за сучасний. Це дає підставу припустити, що в ті давні часи він не відігравав ролі такого значного акумулятора теплоти, як це має місце в наш час. Відтак, взагалі пересічна температура на поверхні Землі була, вірогідно, набагато меншою в порівнянні з сучасною, чим і можна пояснити існування великої площі і довготермінових протерозойських гляціацій.

В. А. Шлейніков вважає [(при умові, що тілліти дійсно свідчать про материкову гляціацію (зледеніння) під час протерозою)], що материкові льодові покривні шари того часу являли собою вкрай унікальні утворення. Суттєво, це був Океан (більш точно - частина його), який формувався в вигляді твердої фази. Іншими словами, упродовж надходження водяного пару за рахунок дегідратації надрової мантії, ці пари не тільки конденсувалися, але й швидко перетворювалися в льод. В подальшій історії Землі аналогічна ситуація, що мала результатом утворення "твердого океану" безпосередньо з продуктів дегазації мантії, вже не повторювалася.

Осциляції рівня Світового океану впродовж четвертинного періоду пов'язані переважно з чергуванням епох гляціації і потепління, чи з перетвореннями води від рідинної фази до твердої, і навпаки. Інші фактори змін рівня Океану, що вже розглядалися вище, з причини короткотерміновості четвертинного періоду (< 2 млн. років) можуть практично не братися до уваги. Історія коливання рівня Океану в плейстоценовий час коротко і досить чітко викладена в низці інших публікацій [4, 18, 22, 32]. Але упродовж всіх часів і в межах всіх регіонів такі коливання свідчили про загальні зміни водного балансу, які викликаються відповідними змінами навколишніх фізико-географічних умов, а по-перше - тих, що визначають еволюцію маси води в морях і океанах.

Осциляції рівня Світового океану, що пов'язані чи з консервацією значної кількості води в льодовиках, чи із звільненням їх під час епох потепління, відкарбувалися в відбитках давніх берегових ліній. Вони збереглися до поточного часу як на суходолі, так і на морському дні в межах шельфу. За визначенням К.К. Маркова і його наукових однодумців і нащадків [4, 32, 33], ці коливання кількості вологи в рідинній фазі могли надати максимального зниження рівня до сучасного виміру позначок не нижче -100 м абсолютної глибини і підйому його не вище +10 м абсолютної висоти (гідрократична причина). Таким чином, тераси на приморському

суходолі, що розташовані батиметрично вище за +10 м, та давні берегові лінії на шельфі, на сучасних глибинах більше за -100 м (при умові свого виникнення на протязі четвертинного періоду) винні своїм гіпсометричним становищем підняттю чи зниженню земної кори (геократична причина). На суходолі, в межах багатьох і різноманітних регіонів узбережжя Світового океану досить добре збереглися дві тераси, які, найімовірно, безпосередньо віддзеркалюють абсолютні коливання рівня. Названа тераса на абсолютних позначках, що приблизно дорівнюють +10 м, відповідає сангамонському (мгінському) міжгляціалу (65-105 тис. років тому). Другою є тераса на абсолютній висоті +4-5 м; вона відповідає максимальному стану рівня Океану упродовж післяльодовикового часу, а саме - на протязі фландрської або ницьської стадії (5,0-5,5 тис. років тому). На шельфі в підводному становищі з найбільшою надійністю визначаються ті давні берегові лінії, які винайдені на глибинах біля 100 м (вік дорівнює приблизно 17 тис. років), біля 80 м (15 тис. років тому), майже 30 м (пересічно 10 тис. років), близько до 20 м (8 тис. років), 6 м (не більше 6 тис. років). Серед давніх регресивних стадій, які датовані за методикою абсолютної хронології, відома лише тераса на глибині до 200 м на шельфі Австралії.

Упродовж четвертинного часу коливання рівня Океану визначалося переважно перерозподілом води в гідросфері поміж твердою і рідинною фазами, що пов'язано в більшості випадків з кліматичними причинами. Епохи охолодження клімату супроводжувалися утвореннями льодовикових покривних шарів і вилученням відповідних обсягів води з Океанів, і як наслідок - зниженням їх рівня. На протязі епох потепління клімату льодовикові шари зазнавали танення, вода поверталася в Океан, а його рівень знову підвищувався. За точними даними розрахунків І. А. Суетової, гідрократичні коливання рівня відбувалися в межах позначок від (+10) м до (-100) м, що взагалі узгоджується з процесами в неогені і матеріалами К.К. Маркова, А.О. Величко, Н.І. Ніколаєва, П.О. Капліна. Згідно А.О. Величку, більшу частку часу (2/3 четвертинного періоду) відбувалися міжгляційні періоди, іншими словами - трансгресивні етапи в розвитку Світового океану. Зокрема, на островах Світового океану можна виділити 12 терасових рівнів, які датуються різноманітним абсолютним віком. Всі вони мають непорушну висоту близько (+10) м над пересічним рівнем сучасного Океану [4, 15].

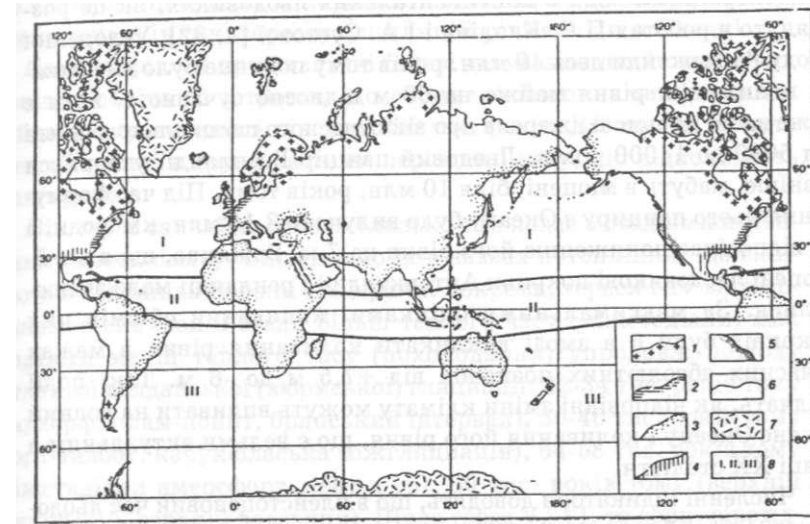
Упродовж регресійних епох широкі простори шельфів перетворювалися на суходіл, а тому характеризувалися континентальними рисами розвитку. Зокрема, під час епохи останньої гляціації більша частина сучасного дна Північного моря являла собою тундру і, частково, - ліси. Тут були розташовані великі річкові долини. На Атлантичному шельфі Північної Америки були знайдені на глибинах до 100 м зуби і щелепи мамонтів, "кухонні кучи" молюскових черепашок, що були залишені людиною, річковий і болотний торф. Вік цих залишків, що був визначений радіовуглецевим методом за допомогою C^{14} , складає 14000-8000 років. Вік торфів, що знайдені на шельфах Японського і Охотського морів, дорівнює 10000-9000 років.

Коли скінчилася остання, вюрмська, гляціація, то рівень Океану почав підвищуватися 17000-16000 років тому. Це було пов'язано з післягляціальним потеплінням і поступовою ліквідацією верхньовюрмського льодовикового шару. За розрахунками деяких дослідників, рівень Океану спочатку зазнавав підйому з швидкістю 6 мм/рік, а 6000-5000 років тому підйом загальмувався, а згодом і зовсім майже припинився. Рівень Океану підтягнувся до сучасних позначок [4, 9, 11]. Проте, дослідження Р. Фейрбріджа [23, 35] і О.К. Леонтьєва [17, 18] показали, що рівень Океану упродовж минулих тисяч років кілька разів перевищував сучасний абсолютний нуль на 1,5-4,0 м.

Д. Д. Бадюков [1] дійшов висновку, що, вкрай вірогідно, є правдивими вказані точки зору. За його матеріалами, тиск водного шару на дно Океану обумовлює прогинання поверхні дна, а також блокування донних джерел ювенільної води. На протязі останніх 6000 років процес прогинання сягнув пересічно 6 м, але втім він є неоднаковим в різних регіонах Океану. До того ж деякі регіони узбережжя зазнають піднесення під впливом зняття гляціоізостатичного вантажу. А інша частина регіонів зазнає занурення за рахунок ущільнення пухких осадків, що складають узбережні ділянки, або за рахунок тектонічного прогинання земної кори. В результаті на різноманітних узбережжях коливання рівня моря протікають неоднозначно за знаком і швидкістю. Тому в межах одних ділянок відбувалися кінцеві коливання рівня, що перевищували сучасну позначку "0", а в межах інших - коливання не перевищували її, на третій рівень сягав сучасного нуля і надалі так і залишався без змін, а на четвертих - відбувалося швидке підняття старих берегових ліній, тощо. Розподіл кількісних характеристик вказаних співвідношень і сполучень в при-

родних умовах Світового океану був розрахований Р.К. Кліге [15] і згодом деталізований А.О. Селівановим і П.О. Каплінім.

Від фіг. 13 витікає, що після гляціального часу в межах більшої частини океанічного узбережжя рівень дійсно перевищував сучасний на кілька метрів. Ця подія в історії Світового океану відкарбована в вигляді низької берегової тераси, яка має висоту 3-5 м над сучасним ординаром (фландрська або ніццька тераса). Як можна бачити, значна частина узбережжя розташована в сфері впливу гляціоізостазії, причому, головним чином в Північній півкулі - в Північній Америці, в Європі, в Азії. В Південній півкулі це явище найбільш надійно фіксується на півдні Південної Америки і на Південному острові в Новій Зеландії. Бачиться, не



Фіг. 13. Характер змін рівня Світового океану упродовж післягляціального часу на узбережжі і в різних океанічних областях:

1 - узбережжя гляціоізостатичного підйому; 2 - узбережжя занурення, на яких рівень моря не перевищував сучасного; 3 - 5000-6000 років тому рівень перевищував сучасного на декілька метрів; 4 - близько 5000 років тому рівень сягнув сучасного, а згодом не перевищував його; 5 - узбережжя відчувають підйом під впливом рифтогенезу; 6 - узбережжя, де відповідна інформація відсутня; 7 - області сучасної покривної гляціації; 8 - океанічні області, де: I - рівень поступово підвищувався до стану сучасного; II - рівень сягнув сучасного становища 5000 років і з того часу зазнавав осциляцій навколо позначки ординару; III - 5000-6000 років тому рівень перевищував сучасного на 2-3 м (за Д. Д. Бадюковим [1]).

випадково в Екваторіальній області рівень зазнавав осциляції навколо сучасних позначок в межах незначних величин, а в цілому був стабільним. Але поки що немає надійних і досить обґрунтованих пояснень такому явищу. Щодо узбережжя Чорного моря в межах України, то на фіг. 13 можна бачити, що в голоцені воно відчувало стійке занурення. Морський рівень сягнув сучасного приблизно 5000 років тому і згодом ніколи не перевищував сучасного ординару. Хоча, деякі результати, особливо отримані археологічними методами, показують складні осциляції рівня, які важко пояснити традиційними уявленнями.

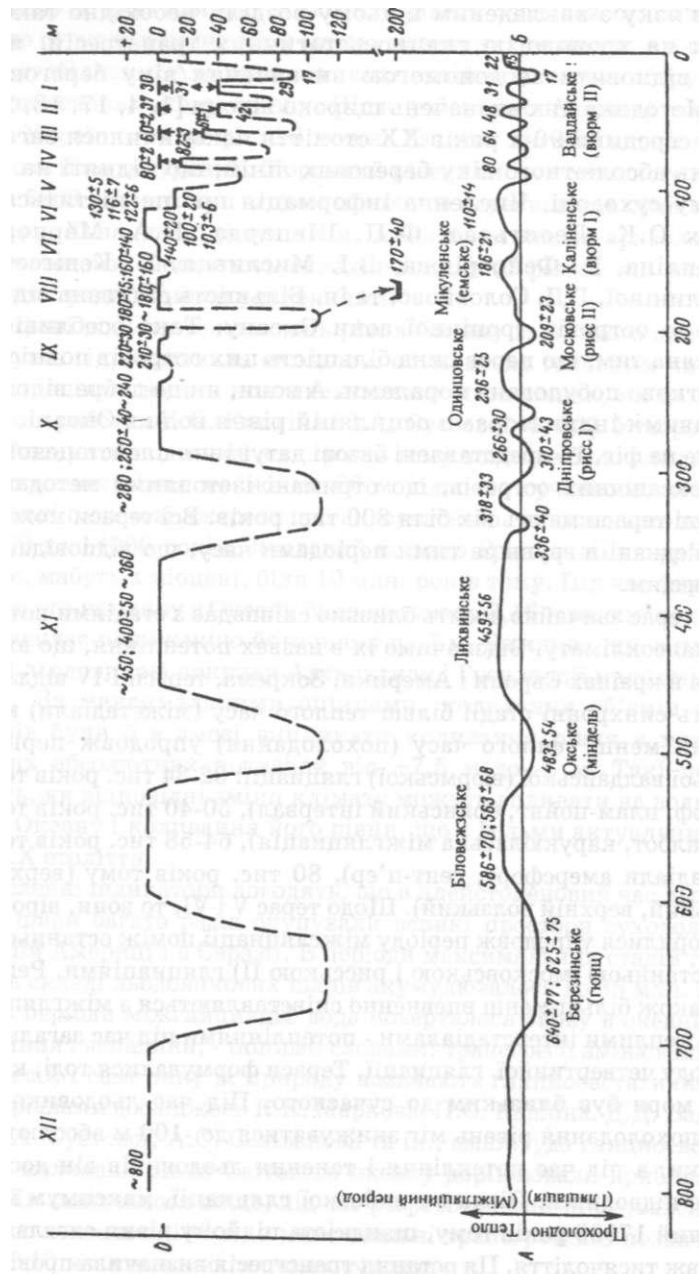
На фоні відносних коливань рівня Океану важливого значення набуває гідрократична складова, обумовлена головним чином концентраціями води в континентальних льодовиках, як це розглянуто в роботах П.О. Капліна і І.А. Суєтової [4, 32]. Утворення льоду Антарктидидесь 40 млн. років тому повинне було викликати пониження рівня майже на 60 м відносно сучасного, хоча є дуже давні письмові джерела про вік сучасного гляціального щита від 5000 до 14000 років. Льодовий панцир Гренландії утворився пізніше, мабуть в міоцені, біля 10 млн. років тому. Під час формування цього панциру з Океану було вилучено 3,16 млн. км³ води, а це відповідає пониженню його рівня на 7 м. Важливо, що в плейстоцені льодовикові покриви Антарктиди і Гренландії мало змінювалися. За максимальними оцінками, коливання об'ємів цих покривів були б в змозі викликати коливання рівня в межах сучасних абсолютних позначок від +7,5 м до -6 м. Такі події свідчать, як відповідні зміни клімату можуть впливати на водний баланс Океану і коливання його рівня, що є вельми актуальним в кінці XX століття.

Численні індикатори доводять, що в плейстоценовий час льодовикові шари багато разів окупували великі простори суходолу в Північній Америці і в Євразії. В періоди максимальних стадій гляціації в складі льодовикових шарів акумулювалося до 35 млн. км³ води. В періоди міжгляціацій вода поверталася знову в океанічні улоговини і западини, - іншими словами: трансгресії змінювалися на регресії, і саме таку їх природу називають гляціоевстатичною. За матеріалами досліджень К.К. Маркова, П.О. Капліна, Д.Д. Бадюкова, І.А. Суєтової, А.О. Селіванова та ін., амплітуда гляціоевстатичних коливань рівня Світового океану дорівнювала приблизно 110 м. Як зазначалося вище, під час регресій рівень знижувався до сучасних позначок -100 м, а максимальні трансгресивні позначки сягали +10 м на великих площах суходолу.

В зв'язку з викладеним в цьому розділі, необхідно також вказати на хронологію гляціоевстатичних трансгресій, яку можна відновити за допомогою визначення віку берегових ліній. Методика цих визначень широко відома [1, 4, 17, 18, 21, 32]. Д° середини 90-х років XX століття накопичилося багато датувальних абсолютного віку берегових ліній, що підняті на береговому суходолі. Численна інформація про це міститься в роботах О.К. Леонтьєва, Ф.П. Шепарда, Н.А. Мернера, П.О.Капліна, Р. Фейрбріджа, В.І. Мисливця, К. Кенігсона, Л.І. Калиніної, Г.Д. Соловйової та ін. Більшість датувальних відноситься до островів тропічної зони Океану. Така особливість викликана тим, що переважна більшість цих островів повністю або частково побудована коралами. А вони, як це добре відомо, є яскравими індикаторами осциляцій рівня води в Океані.

Саме на фіг. 14 представлені базові датування плейстоценових рівнів океанічних островів, що отримані ізотопними методами. Найдавні тераси мають вік біля 800 тис. років. Всі тераси можуть бути об'єднані в групи за тими періодами часу, що відповідають трансгресіям.

Вік терас звичайно досить близько співпадає з стадіями потепління палеоклімату. Відзначимо їх в назвах потепління, що вживаються в країнах Європи і Америки. Зокрема, тераси I-IV віддзеркалюють синхронні стадії більш теплого часу (міжстадіали) між стадіями менш теплого часу (похолодання) упродовж періоду останньої валдайської (вюрмської) гляціації: 32-34 тис. років тому (паудорф, плам-пойнт, брянський інтервал), 50-40 тис. років тому (порт-талбот, карукюласька міжгляціація), 64-58 тис. років тому (міжстадіали амерсфорт, сент-п'єр), 80 тис. років тому (верхній вюрмський, верхній волзький). Щодо терас V і VI, то вони, вірогідно, утворилися упродовж періоду міжгляціації поміж останньою і передостанньою (московською і рисською II) гляціаціями. Решта терас також більш-менш впевнено співставляються з міжгляціаціями і теплими інтерстадіалами - потепліннями під час загального періоду четвертинної гляціації. Тераси формувалися тоді, коли рівень моря був близьким до сучасного. Під час льодовикових стадій похолодання рівень міг знижуватися до -100 м абсолютної позначки, а під час потепління і танення льодовиків він досить швидко підводився. Після валдайської гляціації, максимум якої датований 17000 років тому, швидкість підйому рівня сягала 9 м упродовж тисячоліття. Ця остання трансгресія визначила провідну



тенденцію щодо формування рельєфу верхньої частини шельфу і сучасної берегової зони [1, 4, 17, 37]. Сучасна берегова зона, відповідно до результатів В.П. Зенковича, П.О. Капліна, О.С. Іоніна, Є.М. Невеского, В.С. Медведєва та ін., була остаточно поформована упродовж останніх етапів цієї трансгресії, т. є. на протязі останніх 6000 років. І, як можна бачити, незаперечною є дуже активна участь морської води і водного балансу Океану взагалі в формуванні великої групи форм рельєфу морського дна.

Наприкінці цього розділу треба підкреслити низку його провідних висновків. Базовим джерелом води на Землі, в тому числі і в Океані, є вулканічна діяльність. Процес сепарації і кругоперетворення води був досить довготерміновим. Він охоплював періоди охолодження планети, утворення окисів заліза і силікатних мінералів, які вміщували воду, падіння на Землю метеоритів ("вуглецевих хандритів") [8, 11]. Саме ці метеорити мають в своєму складі 5% органічного вуглецю і 20% води, яка є сполукою в кристалічній ґрунті мінералів. Процес вилучення газів і сполук, які могли стати джерелом води, був максимально інтенсивним наприкінці формування Землі як планети [18, 21, 26]. Надалі цей процес уповільнювався, що обумовлювало відповідні зміни обсягу води. Вже до початку кембрію такі зміни привели до того, що обсяг води становив 1138 млн. км³ (81% сучасного обсягу). До початку юри він наблизився майже до 97%, або фактично дорівнював сучасному. З цього витікає, що упродовж всього фанерозою кількість води в Океані взагалі несуттєво відзначалася від сучасної (розділ 2.1). Вона перманентно підтримувалася надходженнями з внутрішніх областей Землі, головним чином, - під впливом вулканічної діяльності. Також зазнавала коливань і температура атмосфери і води, що також робило внесок до ритмічних змін водного балансу, відповідно, до змін маси води і осциляцій рівня.

* Фіг. 14. Співставлення епох коливань рівня Світового океану з епохами охолодження і потепління плейстоцену:

Верхня крива: зміни рівня, що передбачаються (безперервна лінія) - це рівні датованих терас на момент їх формування, цифри - це даткування в тисячах років тому за ізотопами урану і вуглецю, перервчасті лінії зі стрілками пов'язують рівновікові тераси, що розташовані на різних рівнях); I-XII - тераси.

Нижня крива: палеокліматична крива; АБ - умовна межа між потепліннями і охолодженнями. Числа - абсолютний вік, тис. років тому (за П. А. Капліним [4]).

близно 16°C. Ізотерма 18°C була зрушена до 60° пн. ш., тоді, як сучасне її становище є на 32° пн. ш. Ізотерма 20°C розповсюджувалася на широті 55°, але зараз вона тягнє до широти 30°. Температури глибинної води упродовж крейди зазнавали коливання від 10° до 16°C. В епіконтинентальних крейдових морях Євразії існували такі ж температурні різноманітності, як і в межах однакових широтних поясів. Характерно, що на сході вода була холоднішою, ніж на заході.

На підставі матеріалів палеотемпературного аналізу глибоководних відкладів Тихого океану, можна стверджувати загальну тенденцію океанічної води до охолодження під час крейдового періоду (фіг. 15), хоча на цьому трендовому фоні відчуються осциляції більш теплих і холодних епох, за Р.Г. Дугласом і С.М. Савіним. Окрім цього, вірогідно стверджувати і загальну аридизацію клімату до кінця крейдового періоду, зростанню контрастності температур в період тієї чи іншої пори року.

Глибоководне колонкування показало, що на більшій частині Атлантичного і Тихого океану на кордоні між мезозоем і кайнозоем спостерігалася перерва в осадкостворенні. Дж. Юїнг, Е.Т. Дегенс, Д.А. Росе, Ц.Р. Еміліані, Д.Б. Еріксон пояснюють це явище виснаженням упродовж верхньої крейди кількості CaCO_3 в результаті його підсиленого вилучення кокколітофоридами і планктонними форамініферами. З поверхні материків CaCO_3 майже не надходив, бо вони були знівельовані денудацією. Відбулося також і зменшення змісту CO_2 в атмосфері, а це потягло за собою зростання прозорості атмосферного повітря, виникнення досить чіткої кліматичної диференціації.

Упродовж підсилення кліматичної диференціації і охолодження морської води в дії відбувалося підсилення циркуляції мас морської води. Розчинення CO_2 в більш високих широтах і на більших глибинах зросло, а компенсаційна глибина карбонатнакопичення зменшилася.

Від початку кайнозойської ери (від 65 млн. років тому й до сьогодні) відбувалося подальше підсилення широтної зональності клімату та його еволюція в бік поступового похолодання. Упродовж цієї часової ділянки, виключаючи плейстоцен, пересічне зниження температури взагалі становило 8°C.

Провідні результати комплексних палеотемпературних визначень для океанічних вод упродовж кайнозою були отримані після розробок Ц.Р. Еміліані і його співробітників. Дослідження ізотопного складу кисню в черепашках форамініфер з кернів донних

осадків на дні Атлантичного океану показали, що поверхневі води на ділянці 29° 50' пн. ш. і 76° 28' з.д. в олігоцені (40 млн. років тому) характеризувалися річною пересічною температурою 28,3°C, що співпадає із сучасною пересічною серпневою температурою води на цій же ділянці. Упродовж міоцену (26 млн років тому) на поверхні води в субтропічній частині Атлантичного океану температура дорівнювала 22,8°C, а в наші дні вона має пересічне значення 26,5°C. Згідно до аналізу пелагічних форамініфер Карібського басейну визначено, що пониження температури води від олігоцену до кінця пліоцену (приблизно 1 млн років) становило майже 6°C.

Для визначення палеотемператур води в Тихому океані, в період 40-80-х років ХХ століття аналізувалися численні взірці донних осадків. Такі аналізи бентосних форамініфер показали, що білядонні води під час середнього олігоцену мали пересічну температуру 10,4°C, під час початку середнього міоцену - вже 7°C, а в верхньому пліоцені - 2,2°C. Н. Шеклтон та Дж. Кеннет зафіксували зниження температури білядонної води в олігоцені від 10° до 5° Є. Така подія відкарбувала найсильніше падіння температури на протязі дуже короткого палеогеографічного часу і обумовила найвелике значення гідротермічного градієнту. Всі названі події щодо змін температури морської води надали відбитків і на розвиток життя в водному шарі Океану, на зміни кругообігу речовини, на формування комплексних географічних структур в Океані.

Як відомо [4, 11, 16, 32], концентрація важкого ізотопу O^{18} в середовищі полярного льоду набагато менша, аніж в океанічній воді (на 30-40%). Ось чому утворення льоду Антарктиди, наприклад, в кінці олігоцену повинно було підвищити пересічне вміщення кисню O^{18} в Світовому океані приблизно на 0,75%. Названа зміна ізотопного складу кисню в океані повинна була б привести до зниження температури води, яка звичайно вимірюється за допомогою "карбонатного термометру", на 3-4°C. Уявлення про сучасне розповсюдження льоду в Світовому океані надає фіг. 16.

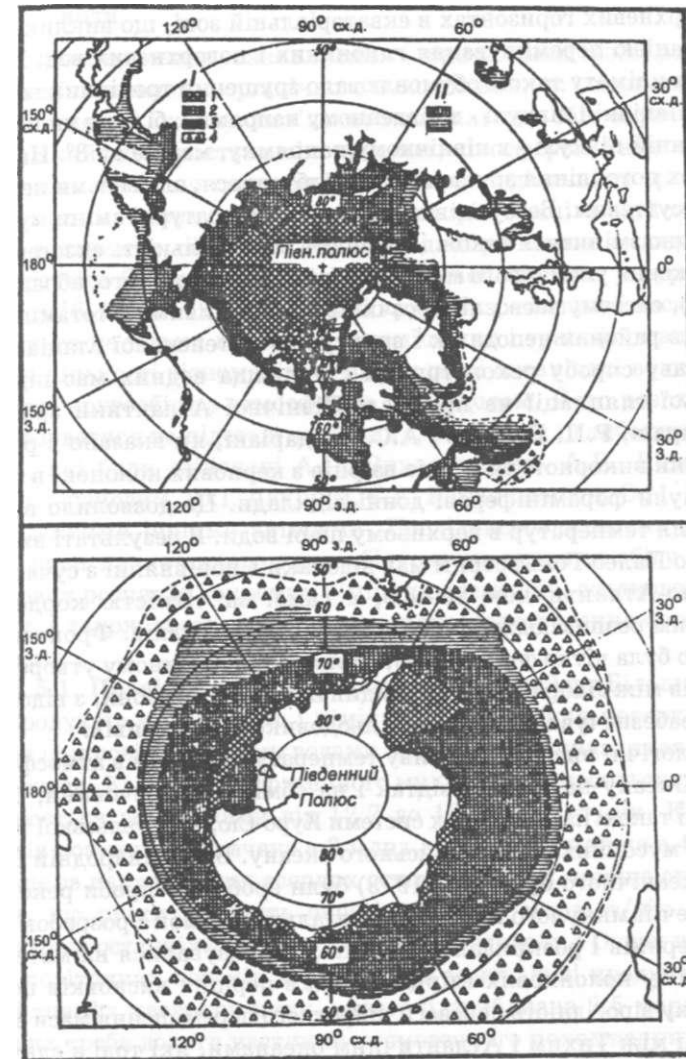
В цьому зв'язку треба зазначити, що утворення льодового шатра Антарктиди відіграло величезну роль для розвитку життя в Океані. Багато авторів, серед яких виділяється високою якістю своїх висновків А. Хаммонд, підкреслюють, що події в Антарктиці були своєрідним мотором, що керував раніше і керує зараз еволюцією і структурою водного шару в екваторіальній частині Тихого океану. Коли з'явилася Антарктична гляціація, то суттєво активізувалася динаміка води в Океані. Холодні і важкі води в Антарктичному

регіоні почали стійкіше опускатися в придонні горизонти, а потім - розтікатися в межах глибинного улоговиння, - тим самим відбувався активний розвиток колодонної структурної зони. Започаткувалася і стала стійкою зона антарктичної конвергенції, виникає циркумантарктична течія [22, 29, 33]. Виникнення пасатної циркуляції вітрів утворило уздовж східних берегів Океану відповідні компенсаційні апвеллінги (зони підйому глибинної води). Саме над ними формувалися біогенні крем'янисті осадки. На обмілинах діагенез осадків, що були збагачені органічною речовиною, найвірогідніше вів до утворення фосфоритів.

Після стабілізації Антарктичного льодового шару виникла покривна гляціація в Північній півкулі. Вона почалася з утворення льодовикового шару на поверхні Гренландії приблизно 10 млн. років тому, в міоцені. Впродовж пліоцену виникли, вірогідно, льодовики Північної Америки і Євразії. Льодовикові панцири швидко і в значній мірі підвищили контрастність клімату і ще більше сприяли посиленню циркуляції води в Світовому океані. Зазначимо, що схема циркуляції склалася в цілому на початку плейстоцену. Отже, сучасний льодовий покрив (фіг. 16) значною мірою підтримує обіг води, а отже є суттєвим механізмом формування температурного і сольового балансу.

На сучасному етапі розвитку палеоокеанології, маємо численні експериментальні результати палеотемпературних досліджень для плейстоцену повністю і в більшості регіонів Світового океану. В численних публікаціях містяться палеотемпературні криві, які побудовані на підставі аналізів взірців карбонатів, що були отримані з кернів глибоководних осадків під час донного колонкування. Особливо широку відомість має надійна палеотемпературна крива для минулих 425 тис. років природної еволюції Океану, яка була складена відомим вченим Ц. Емільяні. На цій кривій розташовано дев'ять температурних ритмів, з приблизно однаковою амплітудою коливання температури морської води. За оцінкою Ц. Емільяні, амплітуда температурних коливань поверхневої води в екваторіальних і субтропічних широтах дорівнює 5-7°C. Такі висновки дуже важливі для оцінки наслідків сучасних змін клімату на Землі [11, 21, 29, 33].

Матеріали, отримані на підставі аналізу діатомових і сийкофлагеллятів з кернів відкладів в екваторіальних областях Тихого і Індійського океанів, свідчать про те, що осциляції температур в поверхневих водах цих океанів під час стадій похолодання і



Фіг. 16. Кордони розповсюдження льоду в Північній і Південній півкулях. Наявність льоду: I - в полярних морях; II - в інших морях; 1 - безперервно увесь рік; 2 - завжди чи частково упродовж року; 3 - випадкові айсберги.

потепління клімату не перевищували 4°C. Упродовж епох похолодання клімату підвищувалася загальна біологічна продуктивність на поверхневих горизонтах в екваторіальній зоні, що викликалося активізацією перемішування глибинних і поверхневих вод. Похолодання клімату також обумовлювало зрушення тропічних водних мас: в Північній півкулі - в південному напрямку, більше як на 5°, а в Південній півкулі - в північному напрямку, майже на 3°. На протязі епох потепління зрушення зон відбувалося, але вельми незначним, несуттєвим. Безсумнівно, що такі температурні зміни мусили відповідно змінитися також і солоність води, кількість екзогенного надходження уламкового матеріалу (річкового, еолового, абразійного й ін.), систему засвоєння розчинів і газів живими істотами, особливо - в районах неподалік і впритул до інтенсивної гляціації.

Цікаву спробу реконструкції становища водних мас під час останньої гляціації на прикладі Північної Атлантики зробили М.С. Бараш, Р.П. Булатов і А.С. Девдаріані, як вказано в роботі [32]. Вони використали аналіз взірців з кернових колонок, в яких розглянули форамініферові донні відклади. Це дозволило відновити поля температур в верхньому шарі води. В результаті виявилося, що Палео-Гольфстрим мав відзнаки в порівнянні з сучасною Північно-Атлантичною течією, а саме: за чіткістю кордонів, широтним розповсюдженням, відсутністю відгилків. Фронтальна зона, що була чітко фіксованою, сприяла підсиленому утворенню циклонів між Лабрадором і Скандинавією. Ці циклони, з відомою мірою, забезпечували живлення льодовикових покривів.

Аналогічні висновки впливу температурних змін в атмосфері і в шарі Океану на течії, а відтак і на обмін маси речовини, були отримані також на прикладах системи Куро-Сію, Бенгуельської течії, системи мусонних течій Індійського океану. В "Міжнародній Програмі океанічного буріння" (1973) були зроблені спроби реконструкції течій минулого на підставі загальних думок і розробок про рух материків і розкривання океанів, які базувалися на матеріалах аналізу колонкових взірців. Один з перших висновків показав високу вірогідність переваги широтного переміщення маси води в мезозої між Тихим і Атлантичним океанами, які тоді з'єднувалися на місці сучасного міжамериканського перешийка.

3.5. Сучасний обмін маси речовин в шарі океанічної води

Розповсюдження, накопичення і відновлення газів, розчинів, мулля мінерального і органічного походження, як і седиментаційні процеси на дні Океану, пов'язані з глобальним обігом речовинної маси, який здійснюється між океаном, літосферою і атмосферою. Одночасно визначного значення набула життєдіяльність організмів. Саме таким чином відбувалася в історії Землі і здійснюється зараз підтримка дії механізму природної рівноваги складної водної системи Океану, формуються і відновлюються ресурси всієї планети [6, 16, 22, 32]. Глобальний кругообіг речовинної маси відкарбовується не тільки в вигляді переміщення і трансформації величезної кількості різноманітної маси в шарі океанічної води, але і в вигляді кругообігу з атмосферою і суходолом. Його розгляд буде тут базуватися на підставі детальних, всебічних і глибоких досліджень, які були здійснені А.П. Виноградовим, А.П. Лісициним, В.Н. Степановим, Ю.І. Ляхіним, Є.А. Романкевичем, О.М. Гриценко і деякими іншими авторами. Послідовно викладемо найважливі риси планетарного кругообігу маси, питання обігу вологи, сольових розчинів і окремих хімічних елементів, осадкового матеріалу, а також внески глобального кругоперетворення органічних речовин.

3.5.1. Провідні риси планетарного масообігу. Більша частина продуктів механічного і хімічного руйнування поверхні материків і островів рухомими водами врешті решт скидаються в Світовий океан. Кількість терригенного мулля, що виноситься річками, оцінюється величинами від 12,7 до 18,5 млрд. т/рік. Кількість скидів розчинів визначена в 3 млрд. т/рік, а це майже в 4-5 разів менше за надходження твердих осадків. Відтак, можна стверджувати, що річки виносять пересічно 16-22 млрд. т/рік речовин упродовж останніх сотень років. З меж суходолу в Океан під впливом повітряних потоків переносяться мінеральні продукти в вигляді тонких частинок пилу, - взагалі приблизно 2,5 млрд. т/рік. До них треба додати частинки космогенного походження, загальною кількістю десь 4 млн. т/рік.

Океанічне мулля формується також і за рахунок залишків тих організмів, які відмерли, їх скелетів, панцирів, чурупків, що частково розчиняються в воді і засвоюються, перероблюються мікроорганізмами. Особливо багато цього мулля утворюється під впливом планктону; його залишки вкривають майже половину площі дна

Океану. Органічні речовини в завислому вигляді складають 20%, а решта представлена мінеральними частками. Загальна маса всіх органічних речовин в Світовому океані сягає 1800-2000 млрд. т. Термін перебування розчинної органіки в воді (період обігу), як було підраховано [16, 29, 32], дорівнює 1500 років; її перетворення відбувається повільно, загальмовано на великих глибинах, в умовах низьких температур і високого гідростатичного тиску. Проте, час перебування завислої органіки в водному шарі становить тільки 10-15 років. Отже, за причиною нестійкості її колоїдної форми, період обігу майже в 100 разів більше, аніж розчинної органіки.

Як підкреслюють В.Н. Степанов і О.М. Гриценко [29], всі речовини, які різноманітними шляхами скидаються в Океан, миттєво входять в сферу впливу течій і ними рухаються. В якій мірі складними є шляхи такого руху завислих і розчинених продуктів, на фоні загальної географічної структури Океану, можна зрозуміти з змісту розділу 1.4. В процесі розрахунків кругообігу речовин, окрім відомостей про їх концентрацію в морській воді, потрібна інформація про водний баланс Світового океану. Він складається з двох провідних частин, по-перше, з прісноводного балансу, і по-друге, з балансу океанічної води. Перша в якості від'ємної компоненти містить випаровування, яке, за глобальними дослідженнями, дорівнює близько 500 тис. км³/рік. Разом з тим, надходження води в якості атмосферних опадів сягає приблизно 450 тис. км³/рік. Різниця між ними компенсується материковим стоком, що за найновішими результатами оцінюється в 47 тис. км³/рік. Ця величина складається з алювіального скиду, який становить пересічно 42 тис. км³/рік, з скиду в вигляді підземних вод (> 2000 км³/рік), а також материкових айсбергів, після танення яких утворюється прісна вода - майже 3000 км³/рік. Така інтенсивність кругообігу віддзеркалює зміни не тільки кількості, але й якості води, вона достатня для відповідного обігу розчинів і газів під час взаємодії океану з атмосферою і суходолом (розділ 1.2). В результаті підтримується сучасний стан води (розділ 1.3) і функціонують комплексні географічні структури в Океані (розділ 1.4).

Загальна кількість води, що втягнута в рух в Світовому океані, дорівнює близько 20 млн. км³/рік [29,32]. Водообіг між окремими океанами становить 6-7 млн. км³/рік, і тільки в Північному Льодовитому океані - пересічно не більше 0,3 млн. км³/рік.

Отже, в процеси водообігу втягнуто 96-98% всієї маси води на нашій планеті, а її прісна частина становить в межах 2-4%. Незважаючи на низьку питому вагу останньої складової, саме вона виз-

начає планетарний кругообіг вологи на Землі. Світовий океан є базовим постачальником в атмосферу вологи, що рухається в кордони суходолу і скидається на поверхню материків і островів: вся кількість випаровування на суходолі (приблизно 70 тис. км³/рік) становить в 7 разів менше, ніж з акваторії Світового океану, а кількість опадів (120 тис. км³/рік) менша в 4 рази. Прісноводна частина водного балансу дуже сильно впливає на солоність поверхневих вод в Океані. А з цим щільно пов'язана стратифікація і змішування морської води, процеси формування водних мас, структурних зон Океану, глобальної системи течій, формування солоності та хімічного складу води та інші, що обумовлюють стійкість природи водного шару.

Отже, з співвідношення кількості води, що рухається в Світовому океані, з одного боку, і загальної маси води (об'єму), з другого боку, можна мати уявлення про інтенсивність кругообігу води. Це співвідношення дорівнює 65. За першим наближенням, цю цифру можна представити як кількість років, упродовж яких відбувається повний кругообіг води. На цьому загальному фоні в Тихому океані, де міститься половина всієї води в Океані, швидкість кругообігу сягає 120 років - майже в 2 рази більше, аніж трендово взагалі. Таке явище повинне сприяти більшій інтенсивності в решті океанів, що є відкарбуванням інших величин випаровування і атмосферних опадів, інших кліматичних елементів. Дійсно, обіг в інших океанах дорівнює 40-50 років. Але разом з тим, більшість дослідників вважають ці терміни сильно пониженими, бо вони отримані без урахування інтенсивності переміщення води в умовах добре вираженої стратифікації і різниці мас води в межах окремих структурних зон океанського шару.

Незважаючи на те, що сумарна кількість води, що переноситься в Світовому океані, складає лише 0,0015% від загального її об'єму, саме рух води визначає глобальний кругообіг речовини і енергії. Ось чому і швидкість обігу завислих частинок виявилася того ж порядку, що має і вода. Вся маса муля в Світовому океані, як було вказано вище за даними О.П. Лісичина, Т.Х. ван Андела, К.Турек'яна, В.Н.Степанова, Ю.Д.Шуйського, Д. Юїнга, М. Юїнга, О.І.Блажчишина, К.О. Емері, И.О. Мурдмаа, Ф.П. Шепарда, Р.Д. Колемана та ін., визначена в кількості 1370 млрд. т. За умов, що уся розчинена частина алювіального скиду буде перетворена організмами в завислий матеріал, для їх вироблення і утворення треба витратити 80-100 років. Така інтенсивність обумовлює досить велику міру пристосування водної системи до змін навколишнього середовища, дуже чутну

реакцію водного шару на зміну умов постачання маси завислого матеріалу. Відповідно, така швидка реакція проявляється і в ритмічності режиму кругообігу мулля (розділ 1.2).

Швидкість кругообігу розчинів також наближається до інтенсивності водообігу. Як відомо, в океанічній воді розчинено $45,910^{15}$ т, а це в 35 разів більше за загальну масу мулля в водному шарі [4, 6, 11, 22, 29, 32]. Сольові викиди річками на 7 порядків менші за їх масу в Океані. Співвідношення між загальною кількістю солі і її річним обігом в воді взагалі дорівнює 70, - відтак, це значення можна визначити в якості кількості років, упродовж яких здійснюється повне відновлення сольової маси.

Вже підкреслювалося (розділ 3.2), що важливим процесом обігу мінеральних речовин є зміна хімічного складу води під впливом випаровування і відповідного виносу солі в атмосферу, в умовах дії вітрових потоків і вітрового хвилювання. Упродовж цього відбувається перерозподіл іонів сольового складу, що обумовлює різницю між співвідношенням їх концентрації в морській воді і в аерозолях, які з неї утворилися. Такі перетворення пояснюються тим, що хлориди, які є провідною складовою частиною солоності океанічної води, залишаються в розчині, а сульфати переважно переходять в аерозолі, а потім в склад атмосферних опадів. Такі процеси зазнають розвитку в момент безпосереднього відривання мікрокапель від іншої маси морської води. Відношення сульфатів до хлоридів в океанічній воді дорівнює 0,14; в той же час в атмосферних опадах і в воді суходолу воно перевищує одиницю (близько до 3-4, але пересічно 1,4). Сутність сольової взаємодії Океану з атмосферою, а крізь неї - і з суходолом, міститься в тому, що річковий скид компенсує дефіцит сульфатів, який утворюється в Океані під впливом випаровування і вітрового хвилювання. Бачиться, що тим самим і обумовлена різниця хімічної композиції океанічних і алювіальних вод. А відтак підтримується динамічна рівновага обміну солі в природній системі "океан-атмосфера-суходол".

Сіль і мулля в Океані, як це загально визнано, зазнають найскладнішої переробки, в тому числі в значній мірі і під впливом рослин і істот. Найбільш інтенсивно ці процеси відбуваються в поверхневому фотосинтетичному шарі. Досить активно вони проявляються і в поверхневому 500-метровому шарі, завдяки діяльності планктону, а переважно - бактерій. Останні перероблюють і втягують до кругоперетворення близько 70% всієї маси речовини. На глибині більше за 2000 м зберігаються тільки

ті речовини і сполуки, які, подібно до хитину, конхіяліну та ін., відрізняються термічною стійкістю і з великими перешкодами зазнають руйнування до стану простих молекул. Ось чому лише мала частина завислих біогенних наносів торкається дна в твердому стані, увесь час в більшості своїй зазнаючи перероблення організмами і перетворюючись в розчин. Задля зберігання динамічної рівноваги процесів геохімічного обміну повинна існувати відповідність між кількістю завислих і розчинених речовин, з одного боку, і тією масою речовинних частинок, які сягають дна і відкладаються на ньому, з другого боку.

Фінальна стадія трансформації як мінеральних, так і органічних продуктів відбувається в донних відкладах під впливом гідростатичного тиску порядку 500-600 атмосфер. Експериментальними роботами деяких дослідників [5, 6, 11, 16] було виявлено, що упродовж деструкції і розщеплення мінеральних і органічних донних відкладів з'являються вкрай тотожні продукти як хімічної, так і мінералогічної якості. До набуття досвіду були залучені такі з найбільш розповсюджених і зовсім інших за своїм характером, складом і походженням донні осадки, якими є: органогенний глобігериновий мул, терригенний синій мул та глибоководна червона глина. Коли їх обробити слабким розчином HCl (для вилучення вуглекислого кальцію), то в кожному випадку осаджувалися вкрай однорідні залишки, в складі яких виявлялися провідні глинисті мінерали: каолінит, ілліт, монтмориллоніт, галлуазит, кварц, слюда, а іноді - навіть польовий шпат і авгіт. Цей агрегат глинистих мінералів є таким же водним алюмосілікатом, який складає переважну масу тонкого мулу і глини, які є провідними типами терригенних осадків. Отже, і на дні океану відбувається інтенсивне перетворення речовини в напрямку до спрощених агрегатів і елементів, що створює умови до подальшого виникнення складних речовин, як підкреслює О.П. Лісичин.

Як бачимо, різноманітні за своїм складом донні відклади в процесі кругоперетворення дають одні й ті ж кінцеві продукти розщеплення і кінцевої деструкції, що спостерігалось упродовж всієї еволюції Океану. Найвірогідніше це пояснюється тим, що скелет алюмосілікатів - каолинове ядро - є найбільше стійкою сполукою. Відтак, алюмосілікати з твердого матеріалу складають провідну конструкцію, становий хребет земної кори. Близько 80% всієї маси осадових порід нашої планети представлені глинистими частинками, а тільки 13% - піщаними фракціями. Інші 7% -

це карбонатні породи. В глибоководних ареалах Світового океану, де кількість мінеральних осадків є невеликою, а органічні залишки розчиняються активніше, процес деагрегації (розкладання) сягає лише алюмосілікатної стадії. В обмілинних частинах дна Світового океану, на банках і узвищеннях, особливо неподалік від берегів (розділи 2.3 і 2.4), де скупчується багато матеріалу мінерального походження, розкладання його не завжди може досягнути своєї кінцевої стадії: раніше, аніж це відбудеться, він опиниться занесеним наступними шарами осадків.

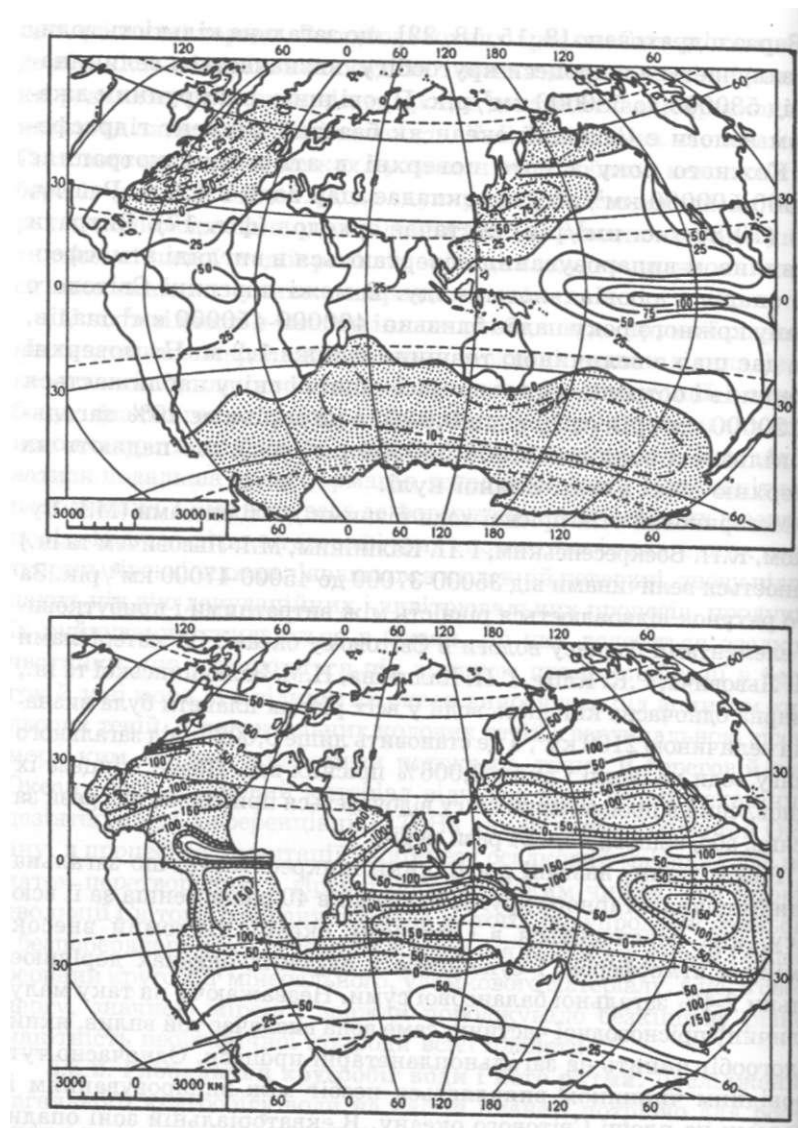
У відповідності з тією чи іншою глибиною деструкції різноманітних типів мінеральних речовин в складі донних відкладів, їх композицією, товщиною шару і швидкістю седиментації, з одного боку, і фізико-географічними умовами, що є характерними для кожного конкретного сектору земної кори, з другого боку, буде відбуватися подальша трансформація твердих речовин різноманітного походження. Саме вона веде до формування тих чи інших гірських порід. Під час фізико-географічних екзогенних і ендегенних перетворень гірські породи з'являються на денній поверхні, знову підпадають під дію денудаційних і вивітрювальних процесів, продукти їх руйнування скидаються в Океан. До них додаються осадкові частинки, що утворюються під впливом процесів абразії в береговій зоні моря, а в відкритий океан виносяться під впливом хвильових течій, горизонтальних колових течій з вертикальною віссю, морським льодом, мулястими потоками, тощо. В береговій зоні Океану весь осадковий матеріал відчуває різні стадії механічної дезінтеграції і диференціації [37]. На дні відкритих областей Океану, в процесі седиментації і діагенезу осадковий матеріал дає початок перетворенню в гірські породи. Таким чином, вся історія еволюції Світового океану привела до того, що упродовж давнього і безперервного руху речовини відбувався такий же давній і безперервний кругообіг мінерального, уламкового матеріалу, а це, в свою чергу, значною мірою і завжди породжувало безкінцеву різноманітність неорганічної природи всієї планети.

3.5.2. Глобальний кругообіг води і його ритми. Дослідження загального кругообігу води на нашій планеті потрібно для розуміння природної еволюції Світового океану, особливостей формування клімату, що впливає на водний баланс, для розуміння процесів обміну вологою між океаном, атмосферою і суходолом. Упродовж накопичення якісної і кількісної інформації про вихідні дані таких процесів, вчені все ближче підходять до об'єктивних оцінок вологообігу.

Зараз підраховано [8, 15, 18, 22], що загальна кількість води, яка залучається в процеси кругообігу, визначається величиною від 530000 до 580000 км³/рік. Провідним, найкрупним джерелом вологи є Світовий океан як базовий елемент гідросфери. Кожного року з його поверхні в атмосферу потрапляє 450000-500000 км³/рік, що складає шар води в 1,5 м. Решту, 15% (70-80 тис. км³/рік) постачає суходол (фіг. 17). Витрати під впливом випаровування повертаються в вигляді атмосферних опадів і алювіального скиду. В межі поверхні Світового океану кожного року падає близько 400000-450000 км³ опадів, а це дає шар з величиною товщини майже 1,2 м. На поверхні материків і островів загальна маса дощів і снігу наближається до 120000 км³/рік (шар води 0,8 м), а це дорівнює 20% загальної кількості опадів (530000-580000 км³/рік), що падають на поверхню всієї площі Земної кулі.

Материковий стік прісної води різними дослідниками (М.І. Будиком, К.П. Воскресенським, Г.П. Калініним, М.І. Львовичем та ін.) оцінюється величинами від 35000-37000 до 45000-47000 км³/рік. За його рахунок відновлюється рівність між витратними і прибутковими елементами балансу вологи в Світовому океані. За матеріалами М.І. Львовича, Р.К. Кліте, Г.П. Калиніна, Н.М. Залюшинської та ін., сумарна одночасна кількість води у всіх річках планети була визначена величиною 2100 км³, а це становить лише 0,002% від загального обсягу води на Землі і лише 0,006% прісних вод. Повне, кінцеве їх відновлення в процесі кругообігу відбувається приблизно два рази за місяць, або, відповідно, - 24 рази за рік.

Разом з тим, названі дослідники підкреслюють, що загальна величина планетарного кругообігу води в 40 разів менша за її всю масу, яка переноситься в Світовому океані. Питомий внесок обміну з атмосферою і суходолом в окремих океанах дорівнює тільки 2-4% загальної балансової суми. Незважаючи на таку малу величину прісноводної частини, саме вона визначає той вплив, який вологообіг чинить на загальнопланетарні процеси. Одночасно тут провідним чинником виявляється незбіг між випаровуванням і опадами на площі Світового океану. В екваторіальній зоні опади на 50-100 мм/см² перевищують випаровування. На решті простору Світового океану, аж до 40-50° пн. і пд. ш., випаровування вилучає на 500-1000 мм/см² більше тієї кількості води, яка повертається в вигляді опадів (фіг. 17). В межах високих широт кількість опадів перевищує випаровування на 250-500 мм/см². До того ж



Фіг. 17. Тепло- і вологообіг Світового океану з атмосферою пересічно за рік:

Верхня схема: суммарний бюджет тепла ($\text{ккал}/\text{см}^2$), крапками вказані ті акваторії, в кордонах яких океан витрачає більше тепла, ніж отримує.

Нижня схема: вологообіг ($\text{мм}/\text{см}^2$ за рік), крапками вказані ті області, в яких випаровування перевищує опади (за В. Н. Степановим [29]).

вологообіг Океана з атмосферою чинить великий вплив на солоність поверхневих вод, що відбивається на їх густоті. А саме остання визначає процеси стратифікування і циркуляції товщі води.

Загальновідомо, що рух вологи відбувається повітряними потоками [11, 15, 32]. Тому дуже важливими виявляються оцінки інтенсивності вологообігу в атмосфері. Загальна одночасна кількість вміщення водяної пари в атмосфері, за даними багатьох авторів [8, 11, 22, 29, 32], сягає $13000\text{--}14000 \text{ км}^3$. Близько 90% її сконцентровано в приземному п'ятикілометровому шарі, а решта - в верхній частині тропосфери на висоті від 5 до 10 км. Над Світовим океаном маса вологи майже в 4 рази більша, ніж над суходолом. Пересічно для всієї планети для опадів витрачається кожного дня близько 12% водяної пари, що зкупчена в атмосфері. Загальна кількість вологи, яка міститься в повітряній оболонці, еквівалентна шару води, який дорівнює тільки 2-3 см. Це в 40 разів менше за ту масу води, яка упродовж року випаровується з поверхні Світового океану. Обновлення повністю всієї вологи в атмосфері може відбуватися кожні 8-10 діб, або 35-45 разів за рік.

Треба підкреслити, що тривалість ритмів вологообігу в атмосфері, з одного боку, і зміни води в річках, з другого боку, мають той же порядок тривалості, що і у первинного (елементарного) планетарного процесу, з яким пов'язаний перерозподіл маси в атмосфері і Світовому океані. Її термін становить пересічно 3-5 діб, але може змінюватися в межах від 2 до 10 діб. Безсумнівно, що може змінюватися і термін елементарних ритмів вологообігу, відповідно до ундуляцій інтенсивності випаровування, кількості опадів, що випадають, скидів річкової води, характеру синоптичних процесів, дії вітрових ситуацій і інших факторів. В більшості районів під час теплої сезону випаровування здійснюється набагато активніше, аніж упродовж холодного сезону, коли звичайно відбувається провідна маса опадів. Сезонні і місцеві особливості чинять суттєвий вплив і на річковий стік. Відтак, інтенсивність і тривалість елементарних ритмів вологообігу, а відповідно і їх кількість упродовж окремих сезонів року, можуть змінюватися досить суттєво. Відповідно буде змінюватися і маса вологи і тепла, яка залучається до загальнопланетарного обігу.

До кругообігу вологи на планеті утягується й та вода, яка міститься в ґрунтах. В них існує вологообмін, який за терміном дорівнює звичайному річному ритму. В ґрунтах міститься 16500 км^3 води, а це дорівнює 0,05% від загальної маси гідросфери, або 0,001% від

загальної кількості води на планеті. Відповідно, названа величина майже в 1,5 рази більше тієї вологи, яка зконцентрована в атмосфері. Цілковитий кругообіг води тут відбувається упродовж одного року. Напрямки і інтенсивність цього процесу також відчувають вплив сезонних змін.

На відміну і з протиставленням первинним, сезонним і річним ритмам вологообігу, решта складових частин загальнопланетарного кругообігу води відрізняється суттєво більшим терміном ритмів. Маса підземної води була оціненою величиною 23,4 млн. км³ в межах 2000-метрового шару земної кори. А це сягає 1,7% води в гідросфері. Підземні води відновлюються упродовж 1400 років. Такого характеру набули процеси в льодовиках, в яких відновлення води відбувається упродовж від 1000 до 10000 років.

Як бачимо, складні планетарні процеси вміщують в себе і кругообіг води, її кругоперетворення, відновлення, часту зміну маси, ритмічність змін маси, тісну взаємодію з іншими факторами і процесами. Така багатфакторність склалася на протязі всієї еволюції Світового океану як відповідь на коливання зовнішніх умов і прагнення до стійкості системи, її життєздатності. Тому не треба вдаватися до сумнівів щодо того, що в минулому змінювалася не тільки кількість водяної пари, але також і величини випаровування і опадів. Це саме ті явища, які визначають баланс води в Океані, а отже - зміни обсягу води і рівень води (розділи 1.2 і 3.3). Вони обумовили, значною мірою, формування комплексних географічних структур в Океані (розділ 1.4).

3.5.3. Планетарний газообіг і його особливості. З географічної точки зору, методично найбільш вдало процеси планетарного газообігу викладені в книзі В.Н. Степанова [29]. Тому текст названої книги буде базовим і в цьому посібнику.

По-перше, кругообіг газів відіграє велике значення в процесах окислювання, а з ними пов'язана біосфера і кругообіг речовин. По-друге, упродовж останніх десяти років діяльність людини стала спроможною змінювати газовий склад атмосфери, що обумовило певну зміну кліматичних умов.

Незважаючи на активний газовий обіг, що здійснюється між атмосферою і океанічною водою, в них зберігається постійне співвідношення кисню до азоту, хоча вказані залежності є різними для повітря і води. Коли в атмосфері азоту (за об'ємом) міститься в 4 рази більше, ніж кисню, то в Океані - тільки в 2 рази. Така ситуація пояснюється більшою розчиненністю кисню в порівнянні

з азотом. Назване відношення провідних газів в Світовому океані існує на всьому вертикальному пересіку водного шару, від поверхні до дна на всіх широтах, а в повітряній оболонці - тільки в кордонах тропосфери. Упродовж зміщення в стратосферу і вище починається поступове зменшення кисню, а потім - перетворення його в озон. За цим, під впливом ультрафіолетової радіації Сонця, молекули кисню і азоту розділюються, розщеплюються, а відтак врешті решт обоє гази існують в атомарному стані. Отже, в планетарному кругообігу, як і в інших процесах обігу, провідне значення має тропосфера повітряної оболонки Землі. Відповідно, загальна обігова ситуація на Землі була повинна змінюватися під час осциляцій променевої радіації Сонця.

Треба також урахувати, що насичення морської води газами відчуває суттєву залежність від температури. Проте, одночасно залишається константним співвідношення між концентрацією провідних газів. Зокрема, під час дії температури +25° С в воді може розчинитися до 4,9 см³/л кисню і 9,1 см³/л азоту, під час дії температури +15° С - відповідно 5,8 і 10,6 см³/л, а температури +5° С - вже відповідно 7,1 і 12,7 см³/л. Оскільки таке співвідношення зберігається повсюдно, то воно веде в навколополярних і полярних широтах до суттєво більшого поглинання газів океанічною водою, аніж в тропічних широтах; за цією причиною утворюється надвисока насиченість води газами, а отже вона віддає надлишок газів в атмосферу. Зараз, як і завжди в історії розвитку Світового океану, короткотермінові і довгочасні осциляції температури викликають сезонні і добові коливання газообігу. Взимку і вночі переважає поглинання газів водою, а влітку і вдень - їх вилучення в атмосферу. Отже, під час надходження до Землі більшої кількості випромінювання Сонця і зірок, під час відповідних періодів палеозою, мезозою і кайнозою і їх частин, відбувалося загальне підвищення кліматичної температури на Землі, Світовий океан мав відповідний газовий режим, бо такі процеси набували глобального поширення. І навпаки, під час зменшення сонцевої активності підвищувалася концентрація газів в океанічній воді, площа акваторії з морським льодом, змінювалася циркуляційна схема в водному шарі. А це відповідно впливало на біологічні об'єкти.

Останнє є важливим елементом природної системи Світового океану, тому що кількість газів в ньому, окрім температури, залежить також і від життєдіяльності рослинних організмів і істот, від характеру їх реакції на дію температури, від біологічної перероб-

ки і окислювання мінеральних і органічних речовин, від структури і циркуляції води.

Загальний об'єм газів, які розчинені в шарі Світового океану, визначений величиною $4,32 \cdot 10^{24} \text{ см}^3$, що приблизно в 3 рази більше за весь об'єм його води [11, 29, 32]. Розчинений кисень повною мірою забезпечує активний розвиток життя і окислювання всієї маси органічних і мінеральних продуктів; окрім того, ще й залишається багато непереробленої маси. Її наявність і визначає можливість підтримки динамічної рівноваги в процесі планетарного газообігу. Маса води здібна безперешкодно відновлювати дефіцит газів в повітрі чи всмоктувати їх надлишок, який утворюється під впливом процесів планетарного кругообігу. Світовий океан створився як важливий фактор, з яким пов'язана динамічна рівновага газообігу (розділ 1.3), а також константність газового складу атмосфери і океанічної води. Так, названа рівновага увесь час порушується в умовах складного і довготермінового планетарного перерозподілу маси, змін стану і інтенсивності біохімічних процесів, що неоднозначно відбуваються біля поверхні Землі і в шарі геосфер.

Серед всього різноманіття газів, які розчинені в воді Світового океану, провідне становище має кисень. Як зазначав А.П. Виноградов [6, с. 76]: *"Океанічна вода регулює об'єм кисню в атмосфері і його ізотопний склад, швидкість проникнення кисню (як і інших газів) атмосфери і нового кисню від фотосинтезуючого шару в океанічну воду, первісні і кінцеві об'єми розчиненого кисню. Інакше кажучи, швидкість вентиляції Світового океану, кругообертання кисню, яке треба вичерпно вивчити, з більшою глибиною висвітили б історію формування атмосфери"*.

3.5.4. Кругообіг розчинів в океанічній воді. Більшість авторів зазначає, що кругообіг розчинених солей відрізняється більшою складністю, ніж твердого уламкового матеріалу. В ці процеси залучені величезні маси речовини, що завжди циркулюють в вертикальному і горизонтальному напрямках. Тільки між окремими океанами переміщується близько $7 \cdot 10^{14}$ тонн солей за рік. Але ця кількість складає лише 1,5% загальної їх кількості, що накопичена в воді. Сольовий обіг є складовою і найважливою частиною загального кругообігу речовин різного фізичного стану в Океані, і, як до цього було показано, цей глобальний кругообіг відбувається між гідросферою, літосферою і атмосферою в межах площі, яка належить Світовому океану. Цей обіг вміщує кілька

чергових стадій: надходження, розповсюдження, накопичення і відновлення розчинених продуктів мінерального і органічного походження. Одночасно видатне значення має і життєдіяльність зживих організмів. Завдяки глобальним процесам солеобігу, багато в чому відбувається підтримка пересічних величин солоності і підтримка оптимального хімічного складу морської води, зберігаються нормальні умови мешкання живих організмів, зберігається режим функціонування природної динамічної системи Світового океану (глава 1).

Провідне становище в процесах сольового обміну належить південній частині Світового океану, де ширина водної смуги навколо Землі сягає 3500 км. Найбільша кількість солей переміщується в Індійському океані - вона сягає близько $250 \cdot 10^{12}$ т/рік (приблизно 36% загальної їх кількості в Світовому океані), в Атлантичному - $233 \cdot 10^{12}$ т/рік (33%), в Тихому - $200 \cdot 10^{12}$ т/рік (29%) і в Північному Льодовитому океані - лише $13 \cdot 10^{12}$ т/рік (2%). Відносно низька частка, що отримана для Тихого океану, визначається обмежуванням, яке утворено відносно вузькою протокою Дрейка, що вже наголошувалося на початку цього розділу. Така ж ситуація відбулася і в Атлантичному океані, для якого суттєве значення має кругообіг з Північним Льодовитим океаном, де циркуляцією охоплено 5-6% прибутково-витратної частини балансу сольових розчинів. Водночас такий обмін виявляється вирішальним не тільки для функціонування елементів балансу, але й для всієї природної системи Океану. В Тихому і Індійському океанах суттєвого впливу зазнає кругообіг солі крізь протоки Зондського архіпелагу (до 10-15% загальної балансової суми). З урахуванням величезної маси тихоокеанської води, відношення загальної маси солі до обміну упродовж року дорівнює 125, в решті океанів воно майже в 3 рази менше і сягає 40-45. Одночасно ці цифри можуть показувати число років, упродовж яких відбувається річний пересічний обмін.

Опріч оцінок концентрації і обігу загальної кількості солей, що розчинені, великого інтересу набуває інформація про окремі хімічні елементи (розділи 1.2 і 3.2). Хоча концентрація більшості елементів невелика, але з урахуванням величезної маси води Світового океану загальна кількість кожного з них виявляється виключно великою. Хлориди і карбонати представляють майже 85% від всіх речовин, що розчинені. Вісімка певних елементів складає 99% всіх солей в океанічній воді, - з них йони хлору

беруть 54,8%, карбонати - 30,4%, сульфати - 7,5%, а бор - 0,07%. Ураховуючи викладене вище про шільну взаємодію тектоно-вулканогенних, атмосферних і гідросферних процесів, можна стверджувати, що в палеогеографічному минулому солоність і хімічний склад води був дещо іншим, причому, йдучи за змінами довколишніх умов, зміст і інтенсивність процесів також змінювалися.

Щоб зрозуміти зараз процеси підтримки сольового балансу, пересічних і миттєвих величин солоності, концентрацій окремих солей, геохімічну регуляцію режиму природної системи Світового океану, то треба мати на увазі не тільки загальний зміст солей в водному шарі, але й швидкості сольообігу. В цьому відношенні розчинний процес є аналогічним за закономірностями до процесів волого- і газообігу. Відповідно до концентрації того чи іншого хімічного елементу в воді, визначається його сумарна кількість, а за інформацією про величини алювіальних скидів з річок - і та величина, що переходить в склад донних осадків: з цього стає відомою і інтенсивність обміну. Оскільки в таких розрахунках, за правилом, не ураховується дія живих організмів, а в якості провідного визначається рух солей в водному шарі, то швидкість обміну біогенних речовин дійсно повинна бути значно більшою. В подальших уточненнях таких оцінок є необхідність використовувати найбільш вірогідні, певні схеми кругоперетворення води, які дозволяють ураховувати напрямки і швидкості переміщення речовини.

Зокрема, пересічна величина концентрації хлору в океанічній воді становить $19 \cdot 10^3$ мг/л. Ураховуючи масу води в Океані (розділи 1.1 і 2.4), загальна кількість хлора дорівнює $265 \cdot 10^{14}$ т, а пересічна швидкість (період) обміну - $12 \cdot 10^7$ років. Натрій має названі параметри відповідно: $10,5 \cdot 10^3$ мг/л, $142 \cdot 10^{14}$ тон і $10 \cdot 10^7$ років, а магній - відповідно $13,5 \cdot 10^2$ мг/л, $178 \cdot 10^{13}$ тон і $15 \cdot 10^6$ років. У кальцію ці ж параметри суттєво менші і мають наступні величини: в пересічній концентрації $4,0 \cdot 10^2$ мг/л, в загальній масі $559 \cdot 10^{12}$ тон і за швидкістю (періодом) обміну $12 \cdot 10^5$ років. У калія вони дорівнюють відповідно $3,8 \cdot 10^2$ мг/л, $530 \cdot 10^{12}$ тон та $10 \cdot 10^6$ років. Наведені тут величини показують швидкості і термін перетворення провідних хімічних елементів, до стану яких простує перевершуюча більшість солей в воді Океану, незалежно від їх походження і джерел надходження в Океан (розділи 1.4 і 3.2). Можна бачити, що максимальна тривалість кругоперетворення, що сягає 100 млн років, притаманна простим йонам, а перш за все - хлору і натрію. На порядок-два величини меншою стає тривалість кругоперетворення у калія,

магнія, кальцію, літію, бромю та ін. Обмін іонів у тяжких металів (залізо, мідь, уран, молібден та ін.) відбувається на протязі періоду сотень тисяч і кількох десятків млн. років. Найбільшою швидкістю кругообігу, на рівні тисяч і десятків тисяч років, відрізняються ті елементи, які утворюють сполуки, що не розчиняються, підлягають гідролізу і існують переважно в стані мулля. До таких належать: барій, кремній, титан, хром, марганець, нікель, арсен, тощо.

Окрім реакцій і перетворень, що ведуть до рівноваги в межах шару води безпосередньо, також відбувається і активний сольовий обмін Океану з атмосферою, як і у тотожних процесів вже розглядалося вище на прикладі газообігу в системі "океан-атмосфера". Солі, що розчинені в воді, опиняються в атмосфері під впливом процесів випаровування вологи і розприскування малих часток води під час дії штормових хвилювань. З атмосфери до води солі переходять упродовж випадання атмосферних опадів і атмосферного пилу.

Упродовж багаторічного періоду пересічно від площі 1 м^2 води в загальний кругообіг вилучається 0,5 г солей за рік [29, 32]. Коли ураховати, що площа акваторії Світового океану дорівнює $361,3 \text{ млн. км}^2$, то кожного року в молекулярно-дисперсному вигляді в атмосферу повинно вилучатися разом з водяною парою 180,7 млн. т/рік речовин, які розчинені. Такий великій масі солей, природно, в процесах кругообігу мінеральних продуктів належить вельми суттєве місце. В цей планетарний кругообіг близько 1/2 вкладає Тихий океан і майже по 1/4 - Атлантичний і Індійський океани; одночасно з акваторії Північного Льодовитого океану вилучається несуттєва кількість сполук, а тому тут ми їх не ураховуємо.

Як зазначають С.В. Бруєвич, В.М. Каменкович, В.Г. Корт, Ю.І. Ляхін, А.С. Монін [22, 32] і В.Н. Степанов [29], кількість і якість солей, що потрапляють з поверхні Океану до атмосфери, обумовлена їх переміщенням за допомогою водяної пари, в результаті випаровування і зривання бризків вітром під час штормів. Упродовж вітрового перемішування поверхневого шару води утворюється велика кількість, безліч маленьких бульбик повітря в цьому шарі. Коли бульки вибухають, вода розприскується, і з відповідними частками вологи в атмосферу потрапляють і солі. Але таке вилучення не є механічним: як підкреслюють С.В. Бруєвич і 0.3. Кулик, одночасно відбувається перерозподіл іонів сольового складу, що обумовлює відміни між складом води і аерозолів, які з неї утворилися. Такі якісні перетворення пояснюються тим, що хлориди залишаються в розчині, а більша частина сульфатів переходить в стан аерозолів і, в подальшому, - в атмос-

ферні опади. Показово те, що вже вище відзначалося, - відношення сульфатів до хлоридів в океанічній воді дорівнює 0,14. Але в складі атмосферних опадів воно може перевищувати одиницю (до 3-4 і більше, пересічно 1,4). Отже, випаровування супроводжується не тільки переходом солей морської води в атмосферу, але й якісною зміною їх складу, а ця особливість є головною сутністю сольового обміну і обігу меж океаном і атмосферою і через атмосферу - з суходолом. Назване зменшення кількості сульфатів під час дії процесів сольового обігу в динамічній системі *"океан-атмосфера-суходол"* безперервно компенсується розчинним стоком річок (головним чином), надходженням ювенільної води, підземної води і атмосферного пилу, розчиненням гірських порід на дні.

Важливого значення набули зонні особливості кругообігуваючих і обігових процесів [22, 29, 32]. В тропічній і субтропічній зонах Світового океану, де випаровування відрізняється особливо великими показниками, і в регіонах з невеликими кількостями атмосферних опадів викид солей в атмосферу взагалі перевищує їх повернення в океан разом з опадами. В помірних і в субполярних зонах, де випаровування відносно невелике, а опадів досить багато, то Океан отримує з атмосфери солей в цілому більше, ніж втрачає їх. На цьому загальному фоні суттєвого значення в сольовому обігу набуває вітрове хвилювання, бо, окрім вже зазначеного, кількість випаровування безпосередньо і прямо залежить від швидкості вітру. Поки що маємо поодинокі і не завжди надійні спроби кількісно оцінити внесок окремих процесів і їх зональну змінність в кругообігу між океаном і атмосферою.

Серед таких спроб найбільшої довіри заслуговують натурні експерименти, які були виконані С.В. Бруєвичем і О.Є. Кулик. Вони визначили величину сумарного солеобігу і солеобміну між суходолом і Океаном. Розробки цих авторів ґрунтуються на урахуванні загальної кількості солей, що переміщуються опадами на поверхню материків, та їх рівнозначності з викидами розчинів річковою водою. В результаті пропонується, що з поверхні Океану вилучається пересічно $1,4 \text{ г/м}^2$ за рік розчинених солей. Відтак, вся їх маса, що вилучається з океанічної поверхні, може складати близько 500 млн. т/рік. Виходячи з концентрації сольових частинок в повітрі і з швидкості їх постачання на океанічну акваторію, Е. Еріксон отримав питому і сумарну величину, що майже в 2 рази більша за вказану, - відповідно $2,8 \text{ г/м}^2$ та 1000 млн. т/рік. До того ж цей автор вважає, що 90% солей повертається з атмосферними

опадами до океану, і тільки 10% ($0,28 \text{ г/м}^2$) опиняється на суходолі, але згодом абсолютна більшість знову скидається річками в Океан. Одночасно С.В. Бруєвич і Є.З. Кулик схилиються до думки, що процент солей, які виносяться на суходіл, повинен бути приблизно в 4 рази більше, коли урахувати водний баланс Океану, суходолу і планети в цілому (розділ 1.1).

Окрім тих солей, які опиняються в атмосфері на площі в межах відкритого Океану, велика їх кількість викидається в повітря в береговій зоні під впливом процесів руйнування хвиль і накатного потоку. Тут розприскання води відбувається найінтенсивніше і в максимальній кількості. Експериментально в натурних умовах доведено, що з одного кілометра довжини берегової лінії на суходіл вилучається пересічно упродовж багаторічного періоду близько 2000 т/рік сольової маси вздовж всієї довжини берегів Світового океану. За умов, що довжина берегів сягає 777000 км [17, 18, 37], загальна кількість такої маси, що штормами викидається на береговий суходіл, повинна бути близько 1554 млн. т/рік. Але разом з тим питома величина викиду (2000 т/рік) оцінюється мною як підвищена, тому що описи експериментальних робіт не дають пояснень, як на неї впливають режимні характеристики вітрів, рельєф берегової зони, акваторії прибережних озер та решта інших факторів.

Після визначення кількості мінеральних речовин в атмосфері і їх кількості, яка потрапляє в повітря під впливом випаровування, можна розрахувати, скільки ж солей розприскується під час дії вітрового хвилювання. Для всього Світового океану В.Н. Степанов [29] визначив її в загальному випадку як 4750 млн. т/рік, а це сягає 95% всіх солей, які вилучаються в атмосферу. Причому, частка Тихого океану становить приблизно 2500 млн. т/рік, Атлантичного і Індійського океанів - майже по 1000 млн. т/рік, а Північного Льодовитого океану - тільки 97 млн. т/рік [21, 29, 32]. За всіма показниками, саме такі кількості забезпечують геохімічну рівновагу в Світовому океані в цілому і в окремих його підрозділах на поточній стадії розвитку природної океанічної системи. Торкаючись проблеми сольового балансу Світового океану, перш за все треба зазначити, що прибуткова частина балансу складається переважно з хімічного (розчинного) стоку річок і надходження солей з дощами. Річкові скиди розчинів більшістю авторів оцінюються в 500 млн. т/рік [15, 18, 32, 35]. За першим наближенням, для окремих океанів він може бути взятим як пропорціональний до водного стоку річок. Отже, виявилося, що близько до половини річкових солей виносяться до Атлан-

тичного океану, або майже 220 млн. т/рік, чи 44% його пересічної величини упродовж багаторічного періоду. В Тихий океан з річок залучається 160 млн. т/рік (32%) розчинених солей, в Індійський - 63 млн. т/рік (13%), а в Північний Льодовитий - 57 млн. т/рік (11%). Від загальної маси солей, що надходить в атмосферу, приблизно 90% повертається в Океан з дощами. Найчастіше їх кількість визначається дослідниками як різниця між всією масою, що виноситься в атмосферу, і хімічним стоком річок. Вище значення маси солей, яке випадає разом з дощами на поверхню Океану, вже було наведеним (4500 млн. т/рік). У відповідності з особливостями вологообміну в тропічних і субтропічних широтах (фіг. 17), де випаровування має найбільшу інтенсивність і його величина переважає кількість опадів, там і вилучення солей повинне перевищувати їх надходження з дощами. В помірних і субтропічних широтах, за умов суттєвої переваги опадів над випаровуванням, надходження солей з атмосфери повинне бути суттєво більше їх втрат під впливом надходження з краплинками вологи.

Як додаток до вже викладеного, треба ще зазначити, що балансова різниця між викидом солей на суходіл і розчинним стоком річок розрахована і має сенс тільки для Світового океану в цілому, як для єдиної гідрохімічної системи. Вказані дві складові в сумі визначені в кількості 500 млн. т/рік пересічно упродовж всього часу інструментальних спостережень (приблизно 200 років), при наявності досконалих і надійних методів розрахунків. В Атлантичному і Північному Льодовитому океанах річковий хімічний стік перевищує переміщення солей на материки (на 100 і 47 млн. т/рік відповідно). В решті океанів картина зворотня. В Тихому океані вилучення солей на суходіл не набагато перевищує половину всієї маси (52%), яка надходить до атмосфери, в Атлантичному океані - перевищує на 24%, в Індійському - на 22%, а в Північному Льодовитому - на 2%.

Ці величини можна співставити з величинами хімічного стоку річок, що вказуються вище. В цьому зв'язку треба вказати на суттєву кількість солей, що вилучаються з океанів беззворотно, але тут же потрібно нагадати про відповідні компенсації під впливом дегазації мантиї Землі, підземного стоку, розчинення гірських порід на дні та інших надходжень. Відтак, балансові дослідження соляного обміну в Світовому океані також показують на складність цієї гідрохімічної системи, а разом з тим - і на можливість досить жорстокої природної регуляції солоності і хімічного складу океанічних вод упродовж історії еволюції Світового океану. З відповідного момен-

ту походження улоговини Океану і води в ньому, почалася вироблятися і згодом стабілізувалася гідрохімічна рівновага, природня саморегуляція, а це сприяло формуванню гідробіологічної системи і врешті решт, - харчових ресурсів. Такий процес є складовим елементом загального формування кругообігу і кругоперетворенню всіх різноманітностей маси в Океані.

3.5.5. Обмін масами осадкового уламкового матеріалу. На початку цього розділу, коли розглядалися найважливіші риси процесів масообігу і масоперетворення, кілька закономірностей цього типу обміну вже було проаналізовано. Тут головну увагу приділемо процесам екзогенної взаємодії Океану і літосфери. Поки що кругообіг розглядається на прикладі і з позицій такої попередньої передумови, що в шарі Океану єдиним джерелом мінеральних завислих частинок є річковий стік.

Нагадаємо, що в Світовому океані одночасно міститься приблизно в 100 разів більше мулу (1370 млрд. т) в порівнянні з кожнорічним його надходженням з річок (від 12,7 до 18,5 млрд. т/рік). Вже зазначалося (на початку цього розділу і в розділі 1.2), що від 50 до 95% алювіального уламкового матеріалу відкладається в річкових гирлах різних типів (в дельтах, лиманах, естуаріях) і на підводному схилі гирлової області річок. До алювіальних скидів додається величезна кількість осадкового матеріалу, що надходить під впливом абразії берегів і підводного схилу, еолових процесів, вулканічної діяльності, тощо [37]. Існує багато природних механізмів, які транспортують мулу з суходолу і з берегової зони в відкритий океан. В відкритій частині Океану завислі частинки розповсюджуються течіями тим на більшу відстань, чим вони менші за розміром. В полярних регіонах великого транспортуючого значення набув морський льод.

Особливо великі змінюваності мулу відбуваються в верхньому динамічному 200-метровому шарі води. Звичайно вони пов'язуються з вельми складною циркуляцією і стратифікацією поверхневої води, а також з різноманітною інтенсивністю вживання мінеральних речовин мікроорганізмами і рослинним планктоном. Суттєва маса завислих частинок переробляється чи виникає знову в активному динамічному шарі води та нижче під впливом життєдіяльності організмів.

Концентрація завислого матеріалу змінюється в шарі океанічної води дуже помітно від місця до місця і упродовж часу далеко від берегів, від 0,01-0,05 г/м³ до тисяч, місцями - сотень і більше грамів в 1 м³. В верхніх горизонтах Океану розподіл концентрацій може бути

пов'язаним з зональними змінами природних фізико-географічних умов. На поверхні зміст мулля змінюється від 1 до 1,5 г/м³, максимальні величини сягають 10-15 г/м³. В процесі наближення до дна і зростання глибин, кількість мулля поступово зменшується до десятих часток грама. Пересічна концентрація в межах всього стовпа водного шару визначена як 1 мг/л, або 1 г/м³. В межах материкової обмілини загальна маса терригенного осадкового матеріалу не є значною, за причин відносної мілиності глибин; над улоговинним їх більше, а крайні межі змін - порівнянно малі. Максимальна кількість мулля міститься в стовпі води над материковим схилом, куди надходить багато (порівнянно з прибережними акваторіями) мінеральних часток, а одночасно глибини стають вже набагато більшими, аніж в верхній частині шельфу. Причому, повсюди, в різних морфологічних областях Океану, стратифікація завислого осадкового матеріалу змінюється вельми суттєво.

Зараз, на поточному етапі розвитку морської геології і океанології, загальна кількість терригенного мулля, яке залучається в кругообіг між окремими океанами, О.П. Лісициним, О.К. Леонтьєвим, О.І. Блажичициним, А.А. Аксьоновим, П.Л. Безруковим, В.П. Петелінім, С.М. Барашем та іншими авторами оцінюється в 16,8 млрд. т/рік. Це складає лише 1,2% всього мулля, яке скупчилося в Світовому океані. Багаторічні дослідження показали, що провідним і разом з тим несподіваним елементом обігу є рух уламкової речовини між південними акваторіями океанів. Тут рухається близько 6 млрд т мулля кожнорічно, крізь протоку Дрейка суттєво менше - тільки 4,4 млрд. т/рік, а між Атлантичним і Північним Льодовитим океанами - лише 100 млн. т/рік. З цього витікає, що рухома кількість терригенного мулля в межах кожного з океанів в стані біологічного кругообігу повинна бути в багато разів більшою.

Треба обов'язково наголосити, що обігова частина речовин, які переносяться між окремими океанами, взагалі може відповідати тій кількості мулля, яке скидається річками при умові відсутності інших джерел уламкового матеріалу. Якби воно було саме так, то утримувалася б рівність балансової суми і балансова різниця дорівнювала б нулю. Це означало б рівновагу терригенного матеріалу в процесі його обігу між Океаном і суходолом, яка поформувалася упродовж всієї еволюції Океану. Для замкнення осадкового конвейєру і підтвердження осадкової рівноваги між суходолом і Океаном потрібно, щоб кількість надходження з суходолу до Океану була регулярно засвоєна такої

лс кількості донними осадками. В цьому випадку відбувався б перманентний перерозподіл речовини між літосферою і океанічною водою. Але в дійсності така рівновага навряд чи імовірна, бо автори розглянутої схеми не ураховують багато інших факторів і явищ, що суттєво впливають на кругообіг і кругоперетворення осадкового терригенного матеріалу в Світовому океані.

Як бачимо, кругообіг уламкового матеріалу в Океані є складовою частиною загального обігу речовини, і він щільно пов'язаний з загальними процесами в природній динамічній системі Океану. Зміни характеру сучасних процесів і в різних регіонах зараз дають підставу стверджувати, що такі ж зміни відбувалися і в минулому, від започаткування Океану. Таким чином відбувався безперервний перерозподіл речовин між літосферою і океаном, зрушення системи змінювалися на її стабілізацію до наступного зрушення. Відтак, зміни кількості мінеральних продуктів в межах літосфери і океаносфери повинні привести до чергування якісно нерівнозначущих, інших фізико-географічних умов. Одночасно ці зміни можуть бути одним з індикаторів переформування океанічного довкілля. Все це є результатом активного впливу з боку рельєфоутворення на дні океану, процесів перерозподілу площі між поверхнею Океану і поверхнею суходолу, процесів тектонічної і сейсмічної активності земної кори, вулканізму, гороутворення, надходження розчинів, осадкового матеріалу і іншого, що обумовлює процеси формування і еволюції життя в Океані. В цьому зв'язку викликає увагу еволюція органічних речовин внаслідок розвитку океанічного довкілля.

3.5.6. Кругообіг і перетворення органічних речовин. Треба нагадати, що океанічні води містять органічні речовини в розчинному і коллоїдному вигляді. Причому, розчинна форма суттєво переважає. Разом з тим, мулля є практично єдиним типом органіки, яке втілюється в склад донних осадків і відкладів.

Органічні речовини утворюються під впливом процесів фотосинтезу, які дають початок первинному формуванню в результаті перебудови і кругоперетворення мінеральних речовин. Фітопланктон виробляє від 25 до 70 млрд. т/рік органічного вуглецю (Сорг); пересічна кількість продукції є наближеною до нижньої межі - приблизно 30 млрд. т/рік. Різниця між загальною кількістю органічних продуктів, що утворюються (валова продукція), і тою, що використовується фітопланктоном під час дихання, визначає ту масу органіки, яка залучається в кругообіг. Вона представлена так званою "чистою продукцією" і в валовому вигляді дорівнює від 18 до 40 млрд. т/рік органічного вуглецю. Більшість авторів обчислює

пересічне значення $C_{орг} = 20$ млрд. т/рік. Причому, вкрай невеликою є величина первинної продукції фітобентоса, яка сягає тільки 100 млн. т/рік речовини $C_{орг}$. Окрім цього, органіка $C_{орг}$ надходить разом з алювіальним скидом, пересічною кількістю близько 1 млрд. т/рік. Додатково вона прибуває також з суходолу в вигляді пилюватих часток в повітряних потоках. Суттєвим актом сталася і поява в Океані в результаті забруднень, причому, переважно в вигляді нафти і нафтопродуктів. Джерела вітрового і антропогенного походження надсилають близько 18 млн. т/рік органічного вуглецю. Таким чином, кожного року в Світовому океані відтворюється під впливом процесів фотосинтезу і надходить з суходолу 21,1 млрд. т/рік $C_{орг}$. Комплекс природних і штучних процесів дає частку від фітопланктону, що сягає 94,7%, від фітобентоса - 0,5%, від зовнішніх джерел - 4,8%. Саме таке співвідношення склалося упродовж всієї історії еволюції Океану, саме воно підтримує відносну гідробіологічну і гідрохімічну рівновагу природної системи, забезпечує оптимальний обмін речовини між Океаном, атмосферою і літосферою. Без сумніву, збудження режиму утворення і певної кількості первинної продукції викликається відповідними змінами природи планети в цілому і Океану зокрема, а також прямо вказує на такі порушення, а тому є запобігом наступного перетворення всього трофічного ланцюгу. Отже, наступне викладення еволюції життя в Світовому океані свідчить, що зміни і удосконалення живих організмів відбуваються також з участю відповідної перебудови органічних речовин.

В шарі океанічної води розкладається до стану мінеральних сполучень 92-97% всієї сумарної маси органічної речовини, що утворюється процесами фотосинтезу і скидається з суходолу. В вигляді мулля океанічного дна дістає від 1 до 3 млрд. т/рік органічного вуглецю. Така частка складає 3-8% всієї маси органічної речовини, що кожного року взагалі надходить до Океану. Щодо чистої продукції, то відносна величина буде складати 5-15%. В донних осадах і відкладах міститься приблизно $150\text{--}10^4$ т органічної речовини. Кожнорічне відкладення визначається як 85 млн. т/рік, з яких близько 20-30% — в межах крайкових регіонів океанів і морів. На площі материкової відмілини і континентального схилу океанів кожного року відкладається 87% всієї маси органіки, яка осаджується, на площі улоговини і поблизу схилу - 10%, а в провідних глибоководних секторах дна - лише 3%. Оскільки деяка маса органічної речовини переміщується в донні відклади, то в їх обміні в Світовому океані, за всіма ознаками, немає рівнозначності між прибутковою частиною (відтворення і надходження

з суходолу) і витратними (вживанням організмами, кругообіг мулля і розкладення) складовими. Збалансованою виявляється тільки розчинена органіка.

Отже, як і в речовинах іншого фізичного стану (див. вище), упродовж процесів кругообігу і кругоперетворення біогенів відбувається їх переміщення між океанами, споживання або утворення під час фотосинтезу, обмін з атмосферою і суходолом. Надходження фосфатів і кремнію з атмосферними опадами, переміщення вітром з суходолу і під час дії підводного вулканізму складає не більше 1% тієї кількості, яка залучається в біогенний обмін; звичайно, фосфати вилучаються переважно з води процесами фотосинтезу, а кремній - під впливом розкладання органічних речовин. Надходження фосфатів в Океан з річковим стоком і процесами абразії берегів і підводного схилу, а також заглиблення в донні відклади є дуже малими. Одночасно в балансі кремнію ці процеси можуть мати певне значення. На фоні невеликої величини складових частин, внесок алювіальних біогенів становить близько половини сумарного надходження в Світовий океан.

Більшість авторів схиляється до розрахунків, згідно яким загальний зміст складових елементів (млн. т/рік) в водному шарі виглядає так:

- Загальний зміст: фосфор 98,8; кремній 291,8; кисень 7480.
- Обмін в Океані: фосфор 1,3; кремній 55; кисень 143.
- Вилучення фотосинтезом: фосфор 1,1; кремній 31; кисень не вилучається.

Поглинання і засвоєння кисню різними чинниками природної системи Океану сягає менше за 0,01% тієї величини, яка виробляється фітопланктоном. Кількість кисню, що відтворюється упродовж дії фотосинтезу, дорівнює 154 млрд. т/рік. За рахунок цього йде насичення води Світового океану, а більша його кількість потрапляє в атмосферу. В океанічних водах зміст кисню становить в 50 разів більше того, що створюється кожнорічно морською рослинністю. Разом з цим фітопланктон використовує і поглинає 772 млн. т/рік азоту, більше 1 млрд. т/рік фосфору і 31 млрд. т/рік кремнію. Такі концентрації, створення і витрати обумовлюють вельми суттєвий вплив на газообіг всієї планети. Співвідношення і сумарні величини спроможні змінюватися, причому, загальнопланетарними факторами і процесами, в тому числі і рельєфоутворюючими. З іншого боку, названі величини взагалі впливають на стан рослинних і тваринних організмів, а термінові зміни величин ведуть до відповідних змін біологічної чисельності, продуктивності і маси організмів.

Треба ще раз підкреслити єдність і взаємодію всіх складових природної системи Світового океану упродовж його еволюції від моменту утворення. Така єдність чітко простежується аналізом результатів вивчення сучасного кругообігу маси речовин (в стані газоподібному, розчинному, твердому, під впливом біогенів). Круго-перетворення і кругообіг є засобом еволюції динамічної системи Океану, його спроможності пристосовуватися до загальнопланетарних змін, підтримки стійкості системи.

Глава четверта

ПОХОДЖЕННЯ ТА ЕВОЛЮЦІЯ ЖИВИХ ОРГАНІЗМІВ В МЕЖАХ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

З походженням і еволюцією земної кори, рельєфу дна, океанічної води, з сучасним режимом глобального масообігу речовин, з становищем теплового і сольового балансу в Океані щільно пов'язане виникнення, розвиток і стан життя в шарі океанічної води. Все це відбувається на фоні розвитку земної кори і рельєфу дна (глава 2), виникнення і еволюції океанічної води, кругообігу і круго-перетворення речовини в різноманітному фізичному стані (глава 3), в сучасних умовах генетичної єдності Океану (глава 1). Складний шлях долає формування рослин, тварин - їх типів, в зв'язку з загальним напрямком еволюції біологічної маси на Землі і з натурними поступовими і карколомними перетвореннями навколишніх умов мешкання. Названа проблема відноситься до категорії тих, розгляд яких дає кінцеве уявлення про Світовий океан як про природну динамічну систему.

4. 1. Походження життя та типи істот

Історія Океану непорушно пов'язана з виникненням і історією еволюції життя на всій Землі взагалі. Тут ми не будемо вкрай щільно відокремлювати зміни рядів, родин і видів в континентальному і океанічному довкіллі, бо вони сильно пов'язані і одне не існує без іншого. До того ж сукупність життєвих умов в Океані не існує без таких умов на континентах. Тому в випадках, коли мова точиться навколо закономірностей розвитку континентальних організмів, автоматично бачаться відповідні закономірності розвитку і океанічних організмів; саме разом узяті, вони можуть найбільш повно відкарбувати певні зміни природи Океану. Про це свідчать риси формування рельєфу на океанічному дні, особливо екзогенного (розділи 2. 3 і 2. 4), дуже щільна взаємодія різноманітних процесів і явищ кругообігу речовин в водному шарі (розділи 3. 3-3. 5), а також природна єдність Океану і наявність комплексних географічних структур в Океані (глава 1). Окрім

вмішених в переліку літературних джерел, в цій главі використувалися роботи М. Ф. Векліча, М. Ф. Іваненка, В. А. Корабельникова, С. А. Мороза, С. В. Мейена, З. В. Шпинара, Д. Етенборо та багатьох інших авторів.

Життя на нашій планеті започаткувалося тоді, коли на дні обмілинних і теплих морів катархею, що були багаті на складні органічні речовини і до амінокислот включно, почали утворюватися подвійні цукрово-фосфатні спіральні нитки високополімерних нуклеїнових кислот, до яких закріплені послідовні основи. За деяких умов вони здібні розвернутися в поодинокі спіралі та синтезувати на кожній з них другу спіраль, якої нестало, а отже - народжувати пару собі подібних. Одночасно відбувається передача інформації про процедури синтезу білку, які є закодованими за допомогою послідовностей основ. Ті полімери, які синтезували білок, вже можна вважати первісними, ювенільними організмами.

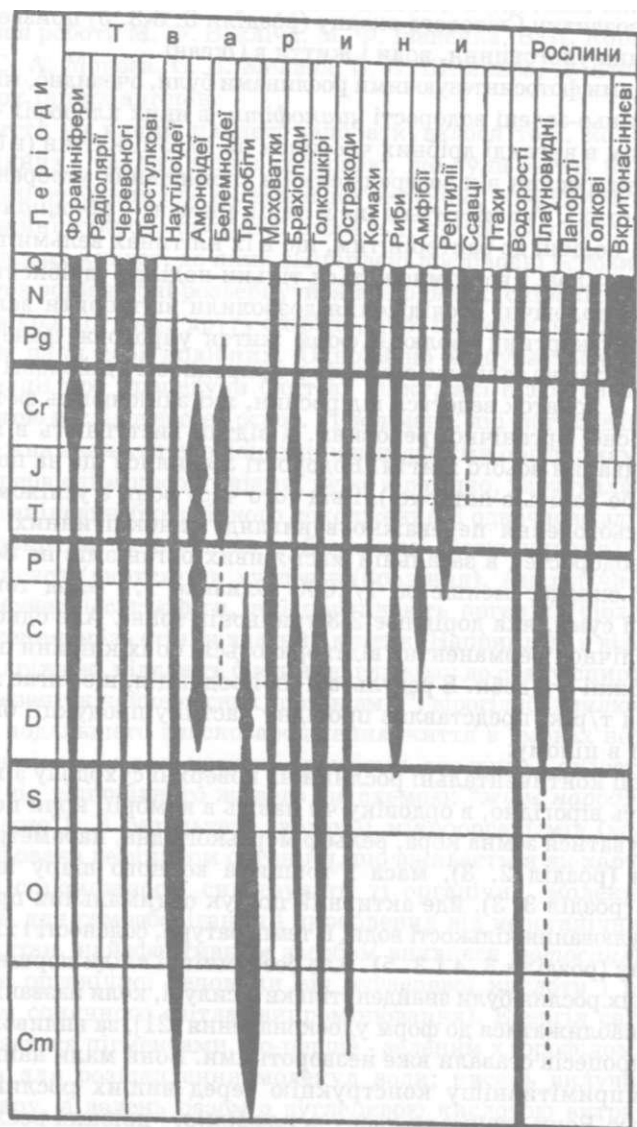
Ці первісні мікроорганізми, дуже вірогідно, харчувалися наявною органікою небіологічного походження, і одночасно здійснювалося, зокрема, безкисневе руйнування (розщеплення) білків і амінокислот (гниття) чи вуглеців (бродиння). Аналогічно харчуються сучасні сапрофіти, які поглинають органіку біологічного походження крізь стінки власних клітин. Наприклад, в відсутності кисню дріжджі піддають бродинню глюкозу до стану спирту і кислоти. Розвиток найпервісних "організмів", вірогідно, виключив умови для подальшого власнозародження життя в умовах неорганічного довкілля, і з того часу всі організми, все живе з'являється вже тільки від відповідного живого (за схемою: "*живе народжується від живого*"). В результаті еволюції мікроорганізмів (вона була стимульована дефіцитом органіки, що вживається як харчі), вони набули спроможності синтезувати ті органічні молекули, які потрібні для самозберігання і вироблення від неорганічних речовин. Відтак, найефективним засобом виявився *фотосинтез* - утворення органічної речовини від вуглецевої кислоти і води під впливом сонячного світла (випромінювання). Енергія світла, що поглинається пігментами, по-перше - зеленим хлорофілом, витрачається для розщеплення молекул води; кисень вилучається в атмосферу, а водень разом з вуглецевою кислотою витрачається для утворення первинного органічного продукту - фосфогліцеринової кислоти. Як було вказано в розділі 3.1, процес виникнення водного середовища в океанічному улоговинні, органіки в цьому середовищі і утворення умов для виникнення живих організмів значною мірою був регульованим вулканічною і сейсмічною діяль-

ністю. Таким чином, єдність природного "живого" і "неживого" процесу розвитку Світового океану (розділи 3. 3-3. 5) призвела до формування улоговиння, води і життя в Океані.

Першими фотосинтезуючими рослинами були, очевидно, мікроскопічні синьо-зелені водорості *цианофіти*, в яких хлорофіл є розпорошеним в вигляді дрібних частинок на плазмі клітин (в більш розвинутих рослин він зосереджений в спеціальних утвореннях - хлоропластах). Тут міститься ще й синій пігмент - *фікоціанін*. Ці водорості подібні до бактерій тим, що в їх клітинах вельми важко розрізнити ядра, і вони множаться тільки поділом (дрібненням).

Палеонтологічні дослідження дозволили відтворити величезну і ставну картину еволюції форм життя упродовж фанерозою (фіг. 18). Вона не залишає сумнівів в природності і дійсності цього процесу. Її початок ведеться від рослин, які здійснюють фотосинтез первісної органічної речовини, а відтак виступають в якості першопідвалин всього життя. Водорості з'явилися ще на початку архею (або навіть в катархеї), і від того часу вони з успіхом існують до сьогодення переважно в вигляді одноклітинних форм. Частка водоростей в загальній масі живих організмів на Землі в наш час складає менше за 1/1000 (близько 1,7 млрд тонн від загальної суми, яка дорівнює 2-3 трильонів тонн). Але одночасно вони безлічно і перманентно відтворюються, бо їх клітини поділяються кожні 1-2 доби. В результаті їх продукція, що сягає майже 550 млрд т/рік, представляє провідну частину продукції біомаси на Землі в цілому.

Перші континентальні рослини на поверхні суходолу з'явилися, досить вірогідно, в ордовіку чи навіть в кембрії, коли починає стабілізуватися земна кора, рельєф морського дна, параметри улоговиння (розділ 2. 3), маса і товщина водного шару швидко ростуть (розділ 3. 3), йде активний пошук оптимальних процесів саморегулювання кількості води, її температури, солоності і хімічного складу (розділи 3. 4 і 3. 5). Але безсумнівні сліди перших найпростіших рослин були знайдені тільки в силурі, коли названі умови почали наближатися до форм удосконалення [21], за впливом яких багато процесів ставали вже незворотними. Вони мали найпростішу, найпримітивнішу конструкцію серед вищих рослин типу судинних. Вони отримали назву *псилофітів*, - дрібних рослин без коренів і листя; також були викриті перші плауни. Упродовж девону з'являються і набувають поширення представники двох інших підвидів судинних рослин - клинолистяних (хвощів) і папороте-подібних; з числа останніх - на перших стадіях були тільки най-



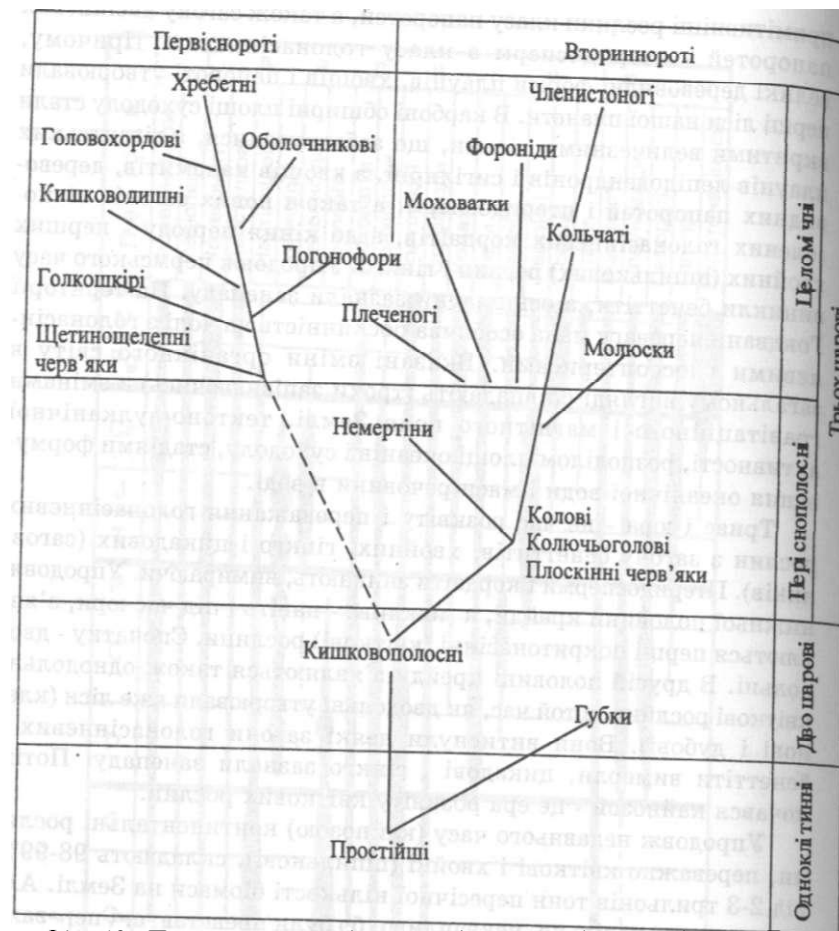
Фіг. 18. Розповсюдження типів організмів упродовж різних періодів фанерозою (з книги А. С. Моніна [21]).

примітивніші рослини класу папоротей, а також загону насінневих папоротей - птеридосперм з класу голонасінневих. Причому, великі деревовидні форми плаунів, хвощів і папороті утворювали перші ліси нашої планети. В карбоні обширні площі суходолу стали вкритими величезними лісами, що забагнувалися, з гігантських плаунів лепідодендронів і сигілярій, з хвощів каламитів, деревовидних папоротей і птеридосперм, а також нових загонів вічно-зелених голонасінневих кордаїтів, а до кінця періоду - перших хвойних (шпилькових) рослин і гінкго. Упродовж пермського часу виникли бенеттити, а ось плауни зазнали занепаду. На території Гондвани перевагу мала особлива рослинність на чолі з голонасінневими глоссоптерисами. Вказані зміни органічного світу в загальному вигляді співпадають (трохи запізнюючись) з змінами гравітаційного і магнітного поля Землі, тектоно-вулканічної активності, розподілом площі океанів і суходолу, стадіями формування океанічної води і маси речовини в воді.

Триас і юра - це час розквіту і переважання голонасінневих рослин з загону бенеттитів, хвойних, гінкго і цикадових (саговників). Птеридосперми і кордаїти зникають, вимираючи. Упродовж нижньої половини крейди, а можливо - навіть і під час юри, з'являються перші покритонасінні (квіткові) рослини. Спочатку - дводольні. В другій половині крейди з'являються також однодольні квіткові рослини, в той час, як дводольні утворювали вже ліси (кленові і дубові). Вони витиснули деякі загои голонасінневих - бенеттити вимерли, цикадові і гінкго зазнали занепаду. Потім почався кайнозой - це ера розквіту квіткових рослин.

Упродовж недавнього часу (кайнозою) континентальні рослини, переважно квіткові і хвойні (шпилькові), складають 98-99% від 2-3 трильонів тонн пересічної кількості біомаси на Землі. Але вони ростуть повільно, неквапливо, бо були представлені переважно деревами. Тому їх річна продукція дорівнює лише близько 50 млрд тонн (приблизно в 10 разів менше за продукцію водоростей в Океані), а пересічний вік (коли мова йде про дерев'янисті рослини) - 40-60 років.

Зараз переходимо до шляхів еволюції тварин. їх поява також була обумовленою виникненням органічних речовин, а безпосередньо - стадіями розвитку рослин і іншими фізико-географічними умовами існування. Треба зазначити, що палеонтологічні і палеогеографічні відомості про час виникнення, розквіту і про процеси відмерлості тих чи інших груп тварин, разом з інформацією про рівень складності їх будови, про засоби множення і особли-



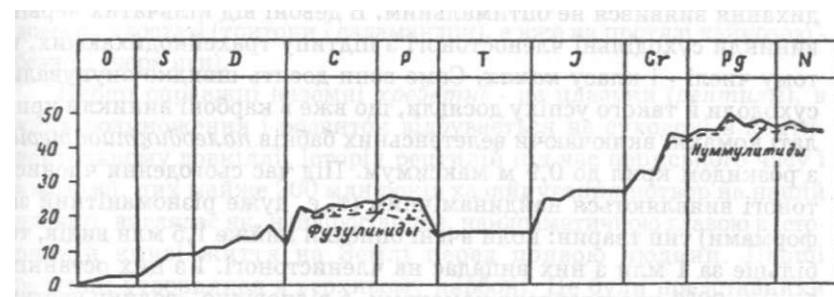
Фіг. 19. Походження провідних типів тварин (за матеріалами Л. Зенкевича і А. С. Моніна [21, 33]).

вості розвитку їх зародків, дозволяють зрозуміти походження цих груп. Сучасні уявлення про походження провідних типів тварин базуються на підставі принципів *монофілії*, т. є. на припущенні про наявність єдиного коріння походження кожної групи організмів. Вони показані на фіг. 19. Відповідно до цих уявлень, моноклітинні простіші тварини започаткували, як тупиковий, відгилки губок і прогресивний відгилки кишковопорожнинних, а вже від них утворилися два базових відгилки - первісноротих і вторинноротих. На першому з цих еволюційних відгилків проміжним етапом були

нижчі черв'яки (черви), від яких розвинулися гілки немуртин, плечоногих, моховаток, молюсків, форонід, а крізь кільчатих червів пішов розвиток членистоногих. Від іншої гілки за чергою відокремилися відгилки щетинощелепних, голкошкірих, погонофорів, кишководишних, оболочників, головохордових і, врешті решт, - хребетних.

Низка типів тварин (крайньою мірою - кишковопорожнинні, найпростіші, деякі найнижчі черв'яки) з'явилася, хоча б як невелика популяція, ще в середньому протерозої. Як приклад фанерозойської еволюції найпростіших, на фіг. 20 наведено графік кількості родин форамініфер, які виникли на початку кембрію. Кількість родин є одною з можливих чисельних характеристик різноманітності форм названого типу організмів, що свідчить про темпи його еволюції, а саме: під час ритмів швидкої еволюції різноманітність форм організмів повинна підвищуватися [14, 24, 33]. На графіку можна бачити, що упродовж палеозою для форамініфер найбільш динамічними були періоди розквіту фузулінід: карбон і, особливо, перм та триас виявилися часом стагнації і падіння, а юра знову стала часом з високим рівнем різноманіття організмів, як під час пермо-карбону. В межах крейди це різноманіття суттєво підвищилось і сягнуло нового максимуму під час епохи нуммулітів, а саме - в палеогені.

Багато авторів підкреслюють наявність 23 типів тварин на нашій планеті [14, 21, 24, 32]. Всі ці типи з'явилися, бачиться, ще в докембрії. Окремого інтересу набули ті питання, які пов'язані з еволюцією типових морських тварин, - кишковопорожнинних, коралових рифобудівників і водоростей, головоногих молюсків. Вони започатковували масові форми таких велетнів, як наутілуи ордовіку з 6-метровими прямими черепашками, крейдові аммоніти із спіральними черепашками 3-метрового діаметру, а також і



Фіг. 20. Зміни чисельності родин форамініфер під час фанерозою (за матеріалами Г. П. Леонова [21]).

сучасні велетенські *кракени* - глибоководні кальмари архітектівіси довжиною до 15-20 м, а, можливо, ще й більше. В подальшому, в наступному розділі маємо розглянути членистоногих, які опинилися вершиною еволюції первісноротих тварин.

4. 2. Про еволюцію типів тварин в океані

Типовими морськими тваринами в природному середовищі Світового океану є далеко не всі з тих, які звичайно залучаються до названих 23 типів. До найхарактерніших відносяться членистоногі, плазуни, земноводні, ссавці. В значній мірі вони визначають формування біомаси і біопродуктивності, а їх еволюція може розглядатися як еволюція життя в Океані.

Серед *членистоногих* вже в кембрії утворився підтип, значною мірою ранніх та примитивних тварин, - *трилобітів*. В кембрії і в ордовіку за сприятливих навколишніх умов вони природно вкрай наповнювали прибережні шари обмілін на акваторії морів і океанів. В силурі їх кількість почала знижуватися, а до кінця палеозою вони взагалі відмерли. В кембрії вже існували і представники підтипу зябродихаючих (клас *ракоподібних*).

Також рано з'явилися перші членистоногі підтипу хеліцерових, або *кleshньовусих*. До них відносилися великі хижі рако-скорпіони *еврінтериди*, чи *велетенстраки*, які сягали в довжину іноді 2 м. Вони виявилися найвеликими з низки членистоногих, які коли-небудь мешкали на нашій планеті. Вони існували упродовж майже всього палеозою. Ще в силурі від цих тварин утворилися перші суходільні істоти, які дихали повітрям; вони були схожі на сучасних скорпіонів. В них черевні зяброві ніжки перетворилися в легені. Але такий орган тіла членистоногих для повітряного дихання виявився не оптимальним. В девоні від кільчатих червів виникли суходільні членстоногі з підтипу трахейнодихаючих, в тому числі - і класу *комах*. Саме вони досить швидко окупували суходоли й такого успіху досягли, що вже в карбоні виникли крилаті комахи, включаючи велетенських бабків *палеодиктионтерів* 3 розкидом крил до 0,9 м максимум. Під час сьогодення членистоногі виявляються найдинамічним (т. є. дуже різноманітний за формами) тип тварин: коли вчені описали майже 1,5 млн видів, то більше за 1 млн з них випадає на членистоногі. І з цих останніх більше 90% представлено комахами, а відповідно - велику частку і від загальної маси тварин на Землі. Наприклад, сумарна маса океанічного планктону, що складається переважно з раковидних,

дорівнює 21,5 млрд тонн, або близько 2/3 всієї біомаси в товщі води Світового океану [14, 21].

З числа вторинноротих досить вичерпне уявлення про загальні риси еволюції можуть надати *хребетні*. Перші представники хребетних з'явилися в ордовіку, а, можливо, - навіть в кембрії. До них відносяться т. з. панцирні риби, - невеликі рибовидні донні тварини без щелепів і плавців, вкриті панциром з кісткових пластинок на голові і товстої луски на тулубі. Вони ще не були справжніми рибами, і з сучасних хребетних до них найближче тяжіють безчерепні (ланцетники) і безщелепні, головним чином круглороті (міноги і міксини). В силурі з'явилися, а в девоні набули широкого розвитку і розповсюдження вже справжні риби, як хрящові (панцирні, потім - безпанцирні акули, що дякують долі до поточних днів), так і кісткові. Вже в середині девону вони поділилися на лопастеперих (подвійно-дишні і кистепері) і променистоперих, спочатку ганоїдних (особливо добреквітучих в пермі і триасі), а від юри - і в кісткових, які мають абсолютне хазяйнування серед риб і в поточний час.

Девон був періодом, коли відбулися перші спроби риб вибратися на суходіл. Подвійнодишні риби тут успіху не досягли, бо втратили позиції і зазнали суттєвого занепаду. А ось від кістеперих почали розвиватися земноводні тварини (*амфібії*). Вони інгресували на суходіл поряд з комахами. Цих давніх амфібій часто називають стегоцефалами, або панцирноголовими, тому що їх голова вкрита захисними кістковими пластинками. Великих стегоцефалів карбона і перму називають лабіринтодонтами, відповідно до петлевидного емалевого малюнку на поперечному розрізі їх зубів (до речі, він був притаманним ще й кістеперим риbam). Їх більшість була вимерлою в пермський час, а ті, які залишилися, - зникли на протязі триасу. Упродовж юрського періоду поформувалися безхвості амфібії (жаби та ін.), крейдового - хвостаті (тритони і саламандри), а вже на протязі кайнозою - безногі (черв'яги).

Перші справжні наземні *хребетні* - це плазуни (*рептилії*), в яких розмноження і розвиток відбувається на суходолі в континентальному доквіллі. Історія рептилій під час пермського часу і в мезозої, цих майже 200 млн років хазяйнування потвор на нашій планеті, виглядає як, найвірогідніше, найдраматичною главою в історичній книзі життя на Землі перед появою людини. Перші рептилії утворилися в верхньому карбоні. Це були представники підкласу анапсид, які мали цілковитий, єдиний черепний панцир. Невеликі (не більше 1 м довжиною), сильно схожі на стегоцефалів і існувавши тільки упродовж перму *сеймурій* і дещо крупніші

котілозаври існували до кінця триасу. Ще під час пермського періоду від них виникли черепахи. В заключній стадії карбону від котілозаврів пішли рептилії підкласу *синапсид* з черепним панциром. В кінці карбону і на початку перму це були хижаки *пеликозаври*. В середині перму з'явилися звіровидні *тероморфи*, які, як би там не було, закінчили існування на початку мезозою.

Провідними мезозойськими рептиліями були *диапсиди*; в них черепний панцир стегоцефалів скоротився шляхом утворення двох скроневих ям, які на низу обмежилися щелепними дугами. До диапсидів з підкласу лепідозаврів відносилися дзьобоголові (початкові стадії триасу), ящіровидні (кінцеві стадії перму), лускаті (від кінця юри до сьогодення), від яких в кінці крейди розвинулися *гадюки*. Найширшого розповсюдження набули діапсиди підкласу *архозаврів*. Вони, в свою чергу, надали початку крокодиловидним водним фітозаврам триасу, які упродовж юрського часу стали джерелом появи справжніх крокодилів. Від архозаврів виникли також і спроможні літати ящіри юрського і крейдового часів птерозаври, птахотазові і ящіротазові динозаври.

Особливо різноманітністю відрізнялися рослинноядні птахотазові динозаври. Всі вони були досить великими тваринами. Зокрема, типовими були *ігуанодони*, *трицератопси*, *диплодоки*, *брахіозаври*. Саме останні мали довжину до 24 м, а вагу - до 50 тонн. Але до особливо примітних належав 15-метровий крейдовий *тиранозавр рекс*, ш

о опинився найкрупнішим з наземних хижаків упродовж всієї історії Землі. Складна еволюція живих організмів та зміна одних груп наступними вказують на відповідні зміни загальних природних умов в океані і відповідних природних процесів в системі "океан-атмосфера": як завжди, все починається від змін інтенсивності і напрямків взаємодії між сейсмічно-вулканічною (ендогенною) діяльністю Землі і сонячно-космічною (екзогенною) активністю. Від них розповсюджуються сприятливі і несприятливі комплексні умови життя тих чи інших рослин і тварин як на суходолі, так і в Океані. Саме така еволюція обумовила зміну холоднокровних істот теплокровними: ранні пермські хижі *пеликозаври* (наприклад, *диметродони*) ще залишалися холоднокровними, але вже пізні пермські *терапсиди* і пізні триасові *текодонти* були теплокровними. В динозаврів відзнаки теплокровності визначалися навіть яскравіше, ніж в сучасних ссавців; деякі з них, досить вірогідно, мали волосяні покриви. Вказане різноманіття генетики, розмірів і форми мешкання виявилось характерним не тільки для суходолу, але і для моря.

В гірських породах крейди були викриті залишки нових зубастих птахів - водяного *гесперорніса* і *іхтіорніса*, що літає. До кінця крейди з'явилися беззубі птахи. Сучасного вигляду вони набули лише на початку кайнозою. В наші дні птахи відіграють надзвичайно великого значення в житті всієї планети. Кількість осіб цього класу оцінюється в вигляді сотні мільярдів.

Викопні джерела довели, що *ссавці* мають надто більш давнє походження, ніж птахи, не тільки в Океані, але й на Землі в цілому. Ссавці виникли упродовж тріасового часу від палеозойських рептилій (дрібних різноманітностей *тероморф* з ряду звірозухих). Такими первісними ссавцями були багатобугристі, які проіснували до палеогену, - відносно невеликі рослинноядні тварини, розміром як шур. Від їх початкових форм, бачиться, відійшла гілка яйцекладних одноотвірних ссавців - *ехидни* і *качкодзьобів*. В період середньої юри від них розвинулися різноманітні трьохбугристі (*пантотерії*), а від них упродовж крейди відмежувалися *сумчасті* і *плацентарні*.

Перші *сумчасті* з'явилися на материках Північної півкулі. Це були дрібні шуровидні тваринки, схожі на тип сучасних північно-американських опосумів. Згодом, вони були витиснуті плацентарними в Південну півкулю, а там дали поштовх до розвитку численних видів тварин (включно сумчастих мишей, шурів, тушканчиків, кішок, вовків, ведмедів й т. і.). Під час плейстоцену деякі з кенгуру і вомбатів сягнули розмірів кількох метрів.

Першими плацентарними були комахоядні верхньої крейди. Від них виникли рукокрилі, давні хижаки креодонти (саме вони в еоцені народили зейглонтов, від яких пішли китовидні), гризуни, неповнозубі, трубкозубі і примати. Ще в палеоцені від креодонтів виникли первісні копитні - *конділятри*. Від цих останніх з'явилися сучасні рослинноядні парно- і непарнокопитні. Також в еоцені виникли і *хоботні*. Всі плацентарні ссавці утворили 31 ряд, з яких 14 вимерли, а 17 існують і сьогодні.

Перші примати є представниками підряду напівмавп. За класичною точкою зору, вони виникли в палеоцені від деревинних комахо-ядних прашурів, що зовнішньо були схожі на білку. Під час еоцену від різних груп родини найбільш розвинутих напівмавп утворилися перші представники підряду мавп, а саме - широконосі мавпи Центральної і Південної Америки. Далі, в олігоцені відбувся дуже інтенсивний процес еволюції тварин. Він супроводжувався виникненням численних проміжних форм, і в результаті з'явилися людиноподібні мавпи (гоміноїди). Останні зараз поділяються на 3 родини: гіббоно-

вих, людиноподібних і людей. Саме вони виникли від різних міоценових предків.

Як можна бачити, еволюція тваринних організмів виявилася синхронною в Океані і на суходолі, причому, від простих форм до все більш складних. Океанічні і континентальні природні процеси дуже тісно взаємодіяли. Вони створювали широкі можливості пристосування та підвищували видове різноманіття. Яскраво проявилася єдність живої і неживої природи. Поряд з донними формами рельєфу і властивостями водного шару в Світовому океані, також і тварин зачепили відповідні зміни оточуючого довкілля. Провідною тенденцією розвитку життя виявилось підвищення функціональної і фізіологічної складності, що створювало наступні більш складні життєві форми. Подальші види опинялися складніше попередніх. Вся історія розвитку життя на Землі відбувалася під знаком єдності живої і неживої природи.

4. 3. Еволюція біологічної маси на планеті

Еволюція біологічної маси на Землі наводиться більшістю авторів взагалі в вигляді однієї і тієї ж схеми. Показники біомаси розглядаються як індикатори розвитку життя і еволюції системи Світового океану. Упродовж всієї історії нашої планети біомаса складалася з різноманітних живих організмів, які поділяються на дві категорії: на світ рослин і світ тварин. Рослинний світ вміщує в себе водорості і наземні рослини, а тваринний світ - морські тварини і наземні тварини.

Водорості з'явилися в катархеї. В межах часів архею і протерозою їх біомаса підвищувалася до величини порядку сьогоденної, - до майже 1 млрд тонн. Можливі наступні коливання змін біомаси водоростей на протязі фанерозою, вірогідно, такого порядку величини суттєво не змінювали. *Морські тварини* з'явилися в середньому протерозої; їх біомаса дуже неквапливо зростала до венду, а упродовж кембрію, вірогідно, швидко зросла до величини, що близька до сьогоденної - майже до 20-30 млрд тонн. *Наземні рослини* виникли, досить вірогідно, ще в ордовіку чи навіть в кембрії, проте, їх біомаса опинилася досить суттєвою лише в силурі, а в періоди девону і карбону швидко підвищилася до колосальних значень, порядку кількох трильйонів тонн. В пермський час вона, можливо, трохи зменшилася та наблизилася до сучасного рівня. Отже, удосконалення форми, фізіології, способів існування континентальних рослин відбувалося синхронно з еволюцією океаніч-

ної фауни і флори, відповідно до змін природних фізико-географічних умов.

Зрештою, *наземні тварини* з'явилися тільки в девоні. Їх маса сягнула сучасної величини, вірогідно, ще в палеозої. Проте, стабілізація маси - це тільки початок, своєрідна шляховказуюча зірка розвитку комплексного процесу еволюції. В подальшому, в постпалеозойський час відбувалися складні, взагалі прогресивні процеси зміни і удосконалення зовнішньої форми і якісного стану організми?, і знову ж таки відповідно до змін оточуючого середовища. Бо такі зміни обумовлювали комфортність існування, наявність їжі, кількість і якість ворогів, здібність витримувати межі природних ундуляцій і катастрофічних явищ, тощо. Таким чином, практично всі основні групи тваринного і рослинного світу почали оформлюватися, удосконалюватися під час відносно незмінних оточуючих умов, стабілізації цих умов, і в першу чергу - тектонічних, сейсмічних і вулканічних (вони визначають створення первинного рельєфу) і тих, що контролюють фізико-хімічні процеси океанічної води, кругообіг маси різноманітних речовин, формування температурного балансу й т. і.

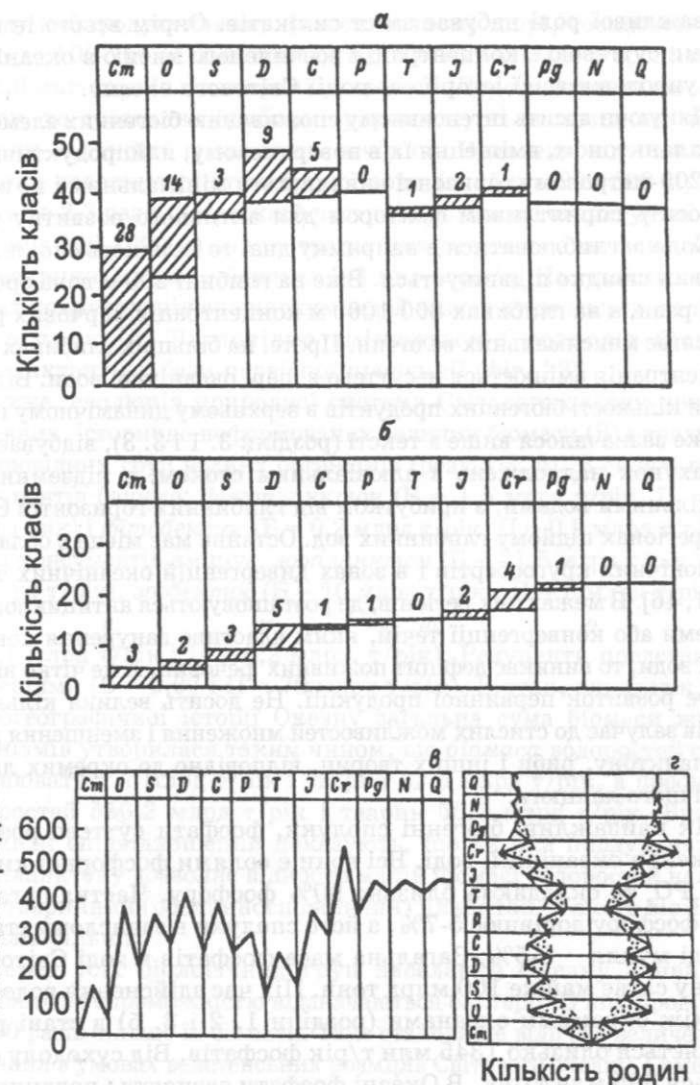
Названі тут особливості еволюції біомаси організмів упродовж історії Землі, природно, є наближеними і багато в чому побудовані на умобачних уявленнях і логічних побудовах. Проте, їх подальша деталізація надає надію на удосконалення засобів наукового обґрунтування і уточнення, що, без сумніву, зробить більш ясною і певною для нас історію тваринного світу в Океані. Щодо часових змін різноманітності форм багатьох організмів, то тут, навпаки, є досить надійні фактичні дані і точки зору. Вони показують, що на протязі часу не відбувалося загальнопланетарного монотонного підвищення маси, так само, як і в процесах еволюції температурно-сольових параметрів в водному шарі океанічної води. Провідна причина бачиться в тому, що з'являлися нові форми і види організмів на загальному фоні відмерлості деяких старих і під впливом стрибковидної зміни оточуючих умов мешкання (відповідно до певного відлуння гіпотези катастроф). Зокрема, згідно до природної ритміки вищих порядків і відповідної дискретності еволюції типів істот, можна зрозуміти такі зміни: в кембрії з'явилося 28 класів тварин, в ордовіку хоча і додалося ще 14, але частина попередніх класів виявилася відмерлою (фіг. 21). В силурі сформувалося ще 3 класи, а 2 відмерли. Початок верхнього палеозою відкарбувався новим вибухом формоутворення - в девоні почався розвиток 9 нових класів і їх загальна кількість сягнула фанеро-

зойського максимуму [4, 14, 21]. В карбоні з'явилося ще 5 класів, але разом з тим 8 відмерли. Під час пермського періоду нові класи не з'явилися, але водночас 4 відмерло. В триасі став новим тільки 1 клас, а втрати були значно більшими, бо відмерло 3 класи, - число класів сягнуло фанерозойського мінімуму, коли не урахувати кембрію. Упродовж юри і крейди стався деякий приріст. В кайнозой змін не сталося.

Аналогічними є данні щодо класів рослин [14, 22, 24, 33]. В палеоботаніці теж йдеться про нижній палеозой, верхній палеозой, мезозой та кайнозой. Відмінність є в тому, що всі класи не зазнали відмерлості.

Як додатня ілюстрація, в якості своєрідного індикатора, на фіг. 21в наведено графік чисельності родин безхребетних тварин (загалом ураховано 1831 родину). Він демонструє стабільний рівень в палеозої, зменшення в триасі, бурхливе зростання в мезозої, максимум в крейдовому періоді, а згодом - деяке зменшення до рівня кайнозою. Відтак, інформація про різноманіття форм організмів, відповідно до їх великих груп (фіг. 21а) і середніх груп (фіг. 20 і 21в), надають біостратиграфічних і палеобіологічних причин для дрібнення фанерозою на палеозой і мезокайнозой. Деяка база існує і для розділу мезозою і кайнозою, може бути, і для розчленування палеозою на нижній і верхній. Але, такої властивості базу, для подальшого підрозділу на періоди з властивості різних груп організмів, треба було б вживати теж різно, аналогічно тому, якби періодизація за тектонічним показником була б різною в різних областях і регіонах нашої планети взагалі, і дна Океану - зокрема. В тій же мірі регіональні класифікації багатьох фізико-хімічних параметрів води в областях і регіонах Океану здійснюються з використанням різних класифікаційних індикаторів - окремо для кожної області і для кожного регіону.

В кожному конкретному місці і для кінцевого результату, еволюція біомаси в Океані обумовлена генетичними особливостями формування і фізико-географічними умовами формування первісної продукції органічної речовини. Кількість і якість цієї продукції визначається залежністю між інтенсивністю поглинання фітопланктоном поживних солей і швидкістю їх надходження в межах впливу фотосинтетичних процесів. Особливо помітного значення набуває баланс сполук фосфору і органічно залученого азоту, які поглинаються одноклітинними водоростями найбільш активно. Відносно до діатомового планктону, який є холодолюбивим, то



Фіг. 21. Еволюція живої природи під час фанерозою:

а і б - кількість класів, відповідно тварин і рослин, під час різних періодів фанерозою (штрихові частини колонок і цифри над ними вказують кількість нових класів, які виникли упродовж даного палеогеографічного періоду); в і г - кількість родин безхребетних тварин (за А. С. Моніним [21]).

тут важливої ролі набуває зміст силікатів. Окрім всього іншого, вельми суттєвою є концентрація розчиненого кисню в океанічній воді упродовж всієї історії еволюції Світового океану.

Дякуючи досить інтенсивному споживанню біогенних елементів фітопланктоном, вміщення їх в поверхневому, найпродуктивнішому 100-200-метровому горизонті виявляється мінімальним і не завжди досить сприятливим фактором для активного розвитку життя. Коли заглиблюватися в напрямку дна, то кількість споживних речовин швидко підвищується. Вже на глибині 200 м вона зростає в 2-4 рази, а на глибинах 800-1000 м концентрація харчових речовин сягає максимальних величин. Проте, на більших глибинах їхня концентрація змінюється несуттєво в шарі океанічної води. Відновлення кількості біогенних продуктів в верхньому динамічному шарі, як вже зазначалося вище в тексті (розділи 3. 1 і 3. 3), відбувається за рахунок надходжень з алювіальним стоком, з підземними і ювенільними водами, з прибутком від глибинних горизонтів Океану в регіонах підйому глибинних вод. Останнє має місце в областях циклонічних кругообертів і в зонах дивергенцій океанічних течій [4, 11, 16]. В межах тих регіонів, де розташовуються антициклонічні системи або конвергенції течій, яким властиво занурення поверхневої води, то виникає дефіцит поживних речовин. А це чітко відмежовує розвиток первинної продукції. Не досить велика кількість харчів залучає до стислих можливостей множення і зменшення маси зоопланктону, риби і інших творин, відповідно до окремих ланок трофічного ланцюга.

Як найважливі біогенні сполуки, фосфати суттєво розповсюджені в океанічній воді. Всі вони є солями фосфорної кислоти H_3PO_4 та складають близько 90% фосфору. Частка органічного фосфору дорівнює 5-7%, а його сполуки в завислому стані в складі муллі - 3-5%. Загальна маса фосфатів в воді Світового океану сягає майже 100 млрд тонн. Під час здійснення водообміну між окремими океанами (розділи 1.2 і 3. 5) в стані руху опиняється близько 1345 млн т/рік фосфатів. Від суходолу скидається 385 млн т/рік. В Океані фосфати зазнають: поглинання водоростями, виносу вітром на суходіл з бризками води під час штормів, концентрування просоченням в донних відкладах і осадах і інших процесів, які обумовлюють витрати речовин.

Фосфати виявилися важливим індикатором становища і розподілу біомаси первісної продукції. Під впливом інтенсивного споживання біогенних речовин фітопланктоном, зміст їх в поверх-

невому найпродуктивнішому фотосинтезному шарі, товщиною найчастіше до 100-200 м, змінюється від 0,5 мкг-атом/л в тропіках до 1,5-2,0 мкг-атом/л в полярних широтах. Щодо вертикального розподілу, то зростання глибини супроводжується швидким підвищенням кількості споживчих речовин. Недалеко від нижнього кордону поверхневої структурної зони (глибина 200-300 м) вона зростає в 2-3 рази, а в нижній частині проміжної структурної зони (глибина 800-1000 м) концентрація цих речовин сягає максимальних величин, а саме - близько 2-3 мкг-атом/л. На глибших горизонтах концентрація споживчих солей зазнає дуже малих, несуттєвих осциляцій. Відповідно змінюється і розподіл біомаси зоопланктону як бази первісної продукції (фіг. 22).

Отже, еволюція природної системи Світового океану привела до певних, історично поформованих величин біомаси (Б) і продукції (П) провідних груп водних організмів (розділ 3. 5). В складі групи продуцентів бачимо: *фітопланктон* (Б = 1,5 млрд т/рік, П = 550 млрд т/рік) і *фітобентос* (Б = 0,2 млрд т/рік, П = 0,2 млрд т/рік), а група консументів вміщує: *зоопланктон* (Б = 21,5 млрд т/рік і П = 53 млрд т/рік), *зообентос* (Б = 10 млрд т/рік і П = 3 млрд т/рік) та *не* *е* *к* *т* *о* *н* (Б = 1 млрд т/рік і П = 0,2 млрд т/рік). Редуценти представлені бактеріями (Б = 0,07 і П = 70 млрд т/рік). Відтак, впродовж усієї палеогеографічної історії Океану загальна сума біомаси живих організмів утворилася таким чином, що *біомаса* водоростей стала дорівнювати 1,7 млрд т/рік і тварин 32,5 млрд т/рік, а *продукція* водоростей 550,2 млрд т/рік і тварин 56,2 млрд т/рік. Вказані кількісні співвідношення показують, що висока продуктивність фітопланктону дозволяє відносно малій біомасі водоростей нагодувати тваринний (рослинноспоживчий) планктон, в якого біомаса в 15 разів більша.

Серед усіх біологічних груп населення Океану найвищою виробничою спроможністю відзначаються бактерії. В них продукція в 1000 разів більше їх біомаси. Таке становище відіграє величезного значення в умовах велетенських розмірів Світового океану. Саме цим обумовлюється переробка залишків життєдіяльності великої біомаси організмів в Океані. В сукупності з доброю і досить інтенсивною вертикальною циркуляцією води, також здійснюється і відносно інтенсивний масообіг (солеобіг - зокрема) (розділи 1. 2 і 3. 5), — в його структурі обмін споживчими речовинами (особливо - фосфатами) має провідний напрям. Під впливом вертикального водообміну суттєва кількість кисню надходить в глибинні і наддонні шари океанічної



Фіг. 22. Біомаса зоопланктону (мг/м^3) в поверхневому 100-метровому шарі води Світового океану (за В. Н. Степановим [29]).

води. Пануюче становище має окислювальне середовище, що веде за собою швидке розкладання, роздібнення і подальше засвоєння органічних залишків. Цими процесами визначаються провідні особливості планетарного кругообігу речовин і створюються виключно благоприємні умови для розвитку життя в межах всієї товщі води Світового океану. Лише в окремих, в цілому нечисленних районах океанів і морів, переважно сильно відокремлених суходолом чи позитивними формами донного рельєфу (наприклад в Чорному, Мармуровому, Егейському, Балтійському, Карибському морях), в результаті особливо помітного розшарування води в глибинних горизонтах формується відновне (стагнаційне) середовище. Таким чином, природна система водного шару підтримує відповідну кількість і якість біологічних речовин, а ті, в свою чергу, сприяють певною мірою гідробіологічній і гідрохімічній рівновазі водного довкілля Океану. Саме така взаємодія була базовою для забезпечення в минулому еволюції біомаси на нашій планеті взагалі, і в Світовому океані зокрема.

Щодо територіального (і "екваторіального") розподілу величин біологічної продуктивності і маси, то тут треба мати на увазі, що кількість зоопланктону стоїть в прямій залежності від первинної продукції, а разом з цим визначає можливості розвитку промислових риб (нектону). Підвищеною продуктивністю відзначаються ті райони Океану, в яких біомаса перевершує 200 мг/м^3 , середня продуктивність оцінюється значеннями від 100 до 200 мг/м^3 , а малопродуктивною вважається та акваторія, де продуктивність сягає менше за 50 мг/м^3 . Розподіл районів з такою продуктивністю обумовлений співвідношенням динамічних і біохімічних процесів в межах різноманітних акваторій. На відповідній схемі (фіг. 22) досить чітко можна бачити зональний розподіл, згідно до розподілу циклонічних центрів і гідрохімічних характеристик. Вказані закономірності підкреслюють єдність і непорушність всіх компонентів природи в Океані, єдність його природної динамічної системи, спроможність біоти змінюватися внаслідок змінень оточуючого життєвого середовища.

4. 4. Еволюція форм організмів в зв'язку зі змінами навколишнього середовища на планеті

Узагальнення палеонтологічних і біостратиграфічних матеріалів [24, 33] надають відомості про темпи і напрямки еволюції форм організмів, або про межі часу, періоди, що витрачалися на утворення груп різних рівнів. При цьому

використовується стандартна стратиграфічна колонка, як взагалі в палеонтології і палеоокеанології (табл. 2).

З цієї глави витікає, що типи тварин сформувалися упродовж порядку 1300 млн років - від середнього протерозою до кембрію. За оцінками Л. О. Зенкевича [14], в фанерозої (термін - останні 600-560 млн років) формування *класів* використало сотні мільйонів років, формування *рядів* - десятки мільйонів, а *родин* - близько десяти мільйонів. *Роди* розвинулися на протязі окремих мільйонів років, а *види* - упродовж сотень і десятків тисяч років. Синхронно з розвитком життя на Землі, темпи еволюції, вірогідно, підвищуються, оскільки організмам треба встигати пристосовуватися до навколишніх фізико-географічних умов життя, які увесь час ускладнюються. Зокрема, в плейстоцені складність умов підвищилася під впливом дуже швидких і складних змін клімату, що повело за собою такі ж швидкі заміни старих видів новими. Цікавий приклад швидких заміन наводить А. С. Монін [21]: на о. Порто-Санто, вкрай ізольований, в XV були завезені з Європи кролики; всього лише після

400 років з них там виник новий вид дрібних тварин, які не дають нащадків від кроликів європейського виду.

Еволюція форм організмів відбувається, по-перше, внаслідок *мутацій* (що викликаються фізико-хімічними впливами випадкових і дуже чутливих змін в нуклеїно-кислотних носіях спадковості) і, по-друге, внаслідок відбору тих мутантів, які стали здібними до *адаптації* (до пристосування) до навколишньої живої і неживої природи. В більшості випадків здібними до адаптації можуть бути мутанти, в яких проявляються корисні ускладнення організмів. Корисні спрощення виникають набагато рідше, а життя піддається еволюції на переважному шляху від простого до складного. Не часто, але все ж виникають особливо вдалі форми організмів з досить добрим пристосуванням не тільки до оточуючого довкілля на момент їх утворення, але й до широкого спектру змін цього довкілля. Ось чому такі організми можуть вільно існувати вкрай довго, до сотень мільйонів років включно. Коли по іншому мовити, *то висока міра адаптивності веде до низької міри еволюційності, і навпаки*, відповідно до загальногеографічного закону.

Вельми показовими є приклади як адаптації, так і мутації упродовж всієї історії розвитку Світового океану. Вони започатковані, підготовлені і обумовлені синхронним розвитком всіх елементів єдиної природної системи Океану. Водорості *типу синьо-зелених*, які з'явилися ще на початку архею, існують і зараз. В підтипі судинних рослин псилофітів, силуро-девонських перших мешканців суходолу, зараз є в наявності три види, а в підтипі плаунів - чотири роди. Сьогодні також існують і підтипи хвощів і папоротевидних, які виникли в карбоні. Тоді ж виник і ряд голонасінневих рослин *гінкго*, але до сьогодення залишився тільки один представник, і він зберігся завдяки надання йому святих властивостей ще давнім населенням Японії і Китаю.

В протерозої виникає "справжнє" життя, вперше - в морській воді. Викриття мінералу шунгіту свідчить про появу рослин. Згодом з'являються групи істот типу джгутикових в протерозойських морях. Вони перебувають на межі рослинного і тваринного світу. Від них пішли водорості, гриби і всі групи тваринного світу. Життя остаточно засвоїло морське довкілля. Протягом палеозойської ери органічний світ опанував суходіл. В палеозої відбулося два горотворних процеси: каледонський (у кембрії і нижньому девоні) і герцинський (в верхньому карбоні і в перму). Завдяки їм обриси і площа материків і морів змінювалися кілька разів, а тому

Таблиця 2.

Загальновизнана стратиграфічна колонка

Ера	Період	Індекс	Тривалість, млн. років
<i>Архейська</i>	Архейський	АИ	900
<i>Протерозойська</i>	Протерозойський		2000
<i>Палеозойська</i>	Кембрійський	С т	70
	Ордовіцький	О	60
	Силурійський	в	30
	Девонський	T>	60
	Кам'яновугільний	с	60
<i>Мезозойська</i>	Пермський	Р	405
	Тріасовий	Т	45
	Юрський	J	60
<i>Кайнозойська</i>	Крейдовий	Сг	70
	Палеогеновий	Р ÷	40
	Неогеновий	N	30
	Антропогеновий	0	2

відбувався активний природний пошук і відбір тих умов, що сприяли подальшій еволюції життя.

Від кембрію відомі квітучі і зараз простіші тварини з класу *саркодових*, з підкласів корінненожок (ряд форамініфер) і радіолярій. До поточного часу розповсюджені майже всі класи і ряди кембрійських *губок*. Серед відомих від раннього кембрію беззамкових брахіопод до поточних днів збереглося три родини: *лінгуліди*, *краніїди* і *дисциніди*, в тому числі і існуючий з девонського часу рід лінгула. Розповсюджені в Океані зараз родини двостулкових молюсків нукула, леда, модіолус, остра, лима і авікула з'явилися і почали існувати з кембрійського періоду.

Цікаво, що типові морські представники, з підкласу *пластівчастозябрових* риб (акули) почувають себе добре до сьогодні, хоча виникли в девоні. Деякі з сучасних родин акул існують, починаючи з юри. Вірогідно, що їх адаптивні механізми були настільки досконалі, що вони пройшли крізь численні і суттєві зміни середовища свого мешкання.

Від раннього девону відомо два надряди *лопатеперих* риб, а саме *дводишні* і *кистепері*. Від дводишних в наші часи залишилося 6 видів (пермського ряду рогозубовидних), деякі з них виглядають як досить великі риби (довжина до 2 м), що здатні до довготермінового сну. Кистепері з ряду рипидистій, які започаткували земноводних, відмерли в карбоні. Інший же ряд, целаканти, вважався відмерлим ще наприкінці крейди. Проте, в 1938 році один примірник живого целаканта зненацька опинився в рибальській сітці південноафриканського траулера, і така подія виявилася одною з найвизначних біологічних сенсацій XX століття. Вказаний вид був названий *латимерією*, на честь прізвища керівника і охоронця місцевого музею - це була жінка на ім'я М. Куртене-Латимер. В результаті 14-річних наполегливих зусиль професора Дж. Сміта, вдалося визначити постійне місце сучасного мешкання целакантів. Це є 100-метрові глибини в районі Коморських островів в порівнянню невеликому районі на північ від о. Мадагаскар (Індійський океан). Цікаво, що біологічна полиця, в якій сховувалися целаканти, була дуже обмеженою в просторі.

З сучасних *амфібій* найбільш давніми (юрськими) формами є рівношкірі жаби Північної Америки і Нової Зеландії. З рептилій найдавніми є черепахи, які мало змінилися від триасу, а також тільки один вид дзобоголових, що залишився від триасу, — *гаттерії*. З ссавців залишилися однопроходні яйцевідкладні, з яких збереглися до поточного часу лише 5 видів, — качкодзьоб, 2 види австралійських ехидн та 2 види новогвінейських проехидн.

Як зазначалося раніше, одним з відзнак квітучого стану видів можна вважати морфологію і параметри осіб, тенденції до гігантизму. Найкрупнішими організмами на Землі в поточний час є бурі водорості *ламінарії*. Їх довжина сягає кількох сотень метрів. Великими розмірами характеризувалися в давнину деревоподібні плауни, хвощі і папороті верхнього палеозою. З числа сучасних дерев найкрупнішими є відомі з верхньої юри голонасінневі *секвої*, які мають висоту більше за 110 м і можуть жити упродовж тисяч років.

Максимальні розміри серед членистоногих мали двоохметрові хижаки ракоскорпіони, які існували в нижньому палеозої, — *гігантостраки*. Найкрупнішими серед сучасних риб є планктоноядні *китововидні акули*, які можуть мати довжину більше за 20 м. Їхніми хижими родичами є білі акули *кархародони*, не так вже мало їх примірників можуть перевищувати 11 м в довжину. А їх пліоценові предки *кархародони мегалодони* сягали навіть 30 м. Вони, як бачиться, були найкрупнішими хижаками упродовж всієї історії еволюції Землі. Абсолютного рекорду ваги серед наземних тварин сягнули травоядні *динозаври*, що були представлені 50-тонним брахіозаврами і 30-тонними бронтозаврами. Найвеликими серед птахів зараз є африканські страуси, які мають зріст до 2,7 м і вагу до 70-90 кг.

З числа ссавців сягнули гігантизму навіть такі найпримітивніші тварини, як неповнозубі: зокрема, неогенові ледащинці *мегатерії* були розміром з сучасного слона, а броненосці *гліптондонти* — майже, як носоріг. Не менше за сучасних слонів були також і копитні палеоцену і еоцену — *уйнгатерії*. Найкрупнішими наземними тваринами на сьогодні є слони, які мають зріст до 4 м і вагу до 7,5 тонн. Найкрупнішими тваринами всіх часів залишаються сучасні сині кити, які дорівнюють до 33 м довжини і більше за 150 тонн ваги. На жаль, зараз вони майже всі знищені людиною.

Майже всі велетні минулих епох зникли, як і взагалі відмерлими є більшість видів, родів, родин, рядів і, навіть, — класів. Вище в тексті вже згадувалася нерівнозначність еволюції різноманіття форм організмів (розділ 4. 2). На кордоні між силуром і девonom зникла більшість форм *грантолітів*, *трилобітів*, *цистоїдей* і *наутилоїдей*. На кордоні між пермом і триасом швидко понизилися представники палеозойської флори плаунів, хвощів і насінневих папоротей. В той же час остаточно вимерли трилобіти, цистоїдеї, давні морські їжаки, багато видів брахіопод, більшість стегоцефалів, практично всі гігантостраки, гоніатити і багато інших форм.

Нарешті, на кордоні між крейдою і палеогеном зникли аммоніти, белемніти, багато черевоногих молюсків, дінозаври, плезіозаври, птеродактилі, зубасті птахи. Ці "рокові" межі показані на фіг. 18 гладкими, широкими лініями.

Причини зникнення (вимерлості) старих видів, поява нових видів, адаптація і суцесія різноманітних організмів на Землі були викликані змінами навколишньої природи, конкретних фізико-географічних умов мешкання, які активно і безпосередньо впливали на атмосферне повітря, поверхневі води і харчові ресурси. Зміни зачіплювали живу і неживу природу (в тому числі - і клімат); вкрай вірогідно, що першочергово такі зміни виявилися в живій природі, зокрема, відбулася поява ворогів, які завдавали небезпеки тій або іншій групі організмів (наприклад, поява тварин, які жили яйцями динозаврів) [21, 22, 24, 33]. Таким чином, бачиться: немає суттєвих підвалин вважати, що зникнення тих чи інших груп організмів мало характер миттєвих катастроф, які могли бути тотожними до вибухів наднових зірок. Скоріше за все, це був поступовий занепад, поступова відмерлість популяцій упродовж певної кількості поколінь.

В цьому відношенні досить показовою може бути залежність стану клімату від концентрації в атмосфері вуглекислого газу CO_2 . Зміни його концентрації в повітрі пов'язані з кругообігом вуглецю, і його сутність міститься в наступному. Під час підвищення температури на планеті зміст вуглекислого газу в атмосфері знижується. Згодом, після деякого часу, такі явища сприяють протилежному, т. є. зниженню температури на поверхні Землі. Упродовж відповідного охолодження планети відбувається своєрідне самопідвищення вуглекислого газу в атмосфері, а після деякого часу вуглекислота накопичується до такої концентрації, що приземний шар атмосфери теплішає, підвищується його кліматична температура. Отже, вказані явища свідчать про виробку механізмів саморегулювання природної системи не тільки Океану, але й планети в цілому - в даному разі на прикладі кліматичних явищ. Дуже чутна реакція системи на найменше збурення є загальнопланетарною властивістю і обумовлена сприятливим розташуванням Землі в сонячній системі і всією історією еволюції планети. Далі, в процесі потепління на земній поверхні відбувається підвищення випаровування води з поверхні Світового океану. Таке явище викликає активізацію розчинення вуглекислого газу в краплинах води, і в результаті утворюється вугільна кислота H_2CO_3 . Підвищена

насиченість атмосферних опадів частками цієї кислоти спричиняє відповідне зростання процесу вилуження кальцію в складі гірських порід на поверхні суходолу і наступний рух іонів кальцію Ca^{2+} і бікарбонатів HCO_3^- в ґрунтові води, в ручаї і річки, а кінець кінцем - в Океан. В океанічній воді різноманітні організми використовують підвищену кількість карбонатних іонів для будівництва скелетів і черепашок. Наступна загибель цих організмів дає змогу накопичуватися карбонатам на дні морів і океанів.

Відтак, можна викреслити два провідних наслідки вказаних фізико-географічних і гідрохімічних явищ. По-перше, як і в розділах 1, 2 і 3, тут можна бачити, що природна динамічна система Океану має багато шляхів і механізмів саморегуляції речовини. Така саморегуляція має особливе значення зараз, в наші дні суттєвого впливу антропогенної діяльності на сучасний клімат і на водний баланс Світового океану. Справа в тому, що більша частина вчених стверджує, що надмірне використання викопного палива, знищення рослинності, підвищення пилу в атмосфері, використання добрив й інші причини ведуть до підвищення кліматичної температури повітря, атмосферних опадів, талої води з льодовиків і т. і. Причому, ці впливи наклалися на природний ритм підвищення температури. В результаті створюється парниковий ефект, який спричиняє формування значущого водного балансу з позитивною величиною і відповідного підвищення рівня Океану. Такі процеси вважаються незворотними і такими, що активізуються в геометричній прогресії. Немає причин детально описувати катастрофічні наслідки впливу таких змін на океанічні береги. Але, як бачимо вище, природа має досить сил для угамування катастрофічних наслідків за допомогою процесів саморозвитку і саморегуляції природних систем.

По-друге, упродовж всього шляху розвитку Землі, її кори, еволюцією літосферних плит відбувається загальмоване і поступове опинення карбонатних відкладів і порід в зонах субдукції. Тут ці відклади і породи "затягуються" під континентальні плити [7, 11, 12, 36]. За цим вони занурюються на все більшу величину в глиб надрів, і карбонатні сполуки піддаються дії все більш високих температур і тисків, а це веде до розщеплення і селекції карбонатів, до виділення вуглекислого газу крізь отвори вулканів і окремих fumarol в повітряний шар атмосфери. В наступному цей ритм кругообігу повторюється багаторазово. І всі ці процеси відповідно впливають на рослинність, на тваринний світ (видовий склад, біомаса,

біопродуктивність, площа покриття, біологічне різноманіття), на зміст атмосфери і врешті решт - створює гідрохімічні збудження в Океані. Вказаний ритм кругообігу вуглекислого газу і карбонатів має термін приблизно 500 тис. років. Упродовж його розвитку можуть змінюватися живі організми, як рослинні, так і тваринні [4, 6, 21, 22].

В цьому зв'язку суттєвими можуть вважатися події, які характеризують відмерлення певної низки організмів. Зокрема, багато дослідників дійшли висновку про кореляцію періодичності вулканічного кратероутворення на Землі з тотальним відмерленням біоти, з доброю кореляцією вулканізму з кліматичними факторами. Під час особливо суттєвої активізації вулканізму відбувається втілення підвищеної кількості наземного пилу в атмосферу з одночасним зменшенням прозорості атмосферного повітря. Існує значна кількість висновків про те, що загибель частини організмів в минулому пов'язана з надходженням в атмосферу вулканічного пилу, а також про те, що народжується інша частина організмів під впливом активізації надходження ювенільної води в Океан. Разом з тим, виконання нових досліджень в межах полігонів на дні Океану на площі розташування серединних хребтів показало, що загибель організмів може бути пов'язаною з надходженням в воду сполук урану та інших хімічних речовин разом з магматичними (ювенільними) розчинами під час рифтогенезу упродовж процесу розсунення земної кори. Суттєвого впливу надають інверсії геомагнітного поля, гравітаційних явищ, зміни величин припливної сили, сполохи найновіших зірок, взаєморозташування планет і зірок та інші явища. Такий вплив відбивається на активності гірськоутворюючого, рельєфоутворюючого, сейсмічного, вулканогенного процесів, які створюють відповідні зміни інтенсивності і терміну перегинів гідрологічних, гідрохімічних і гідробіологічних явищ. Врешті решт, всі причини відмерлості організмів зазнають накладення за знаком і швидкістю. Ці причини витікають з єдиного і неокремленого комплексу природних умов, в якому всі елементи щільно пов'язані поміж собою, виглядають в якості єдиного цілого і зазнають розвитку в напрямку того чи іншого тренду.

В той же час мінливість напрямку і напруженість розвитку трендів викликана відносно миттєвими перегинами, своєрідними "поштовхами" і "катастрофами" природних факторів, процесів і явищ. Коли урахувати космічні причини, то в якості згаданого "поштовху", збудження, імпульсу до глобальних змін природних умов і живих організмів може бути падіння астероїдів на поверхню Землі.

Воно спричиняє підняття пилу в атмосферу, зниження прозорості атмосфери, а також пожвавлення тектогенезу Землі. Тектонічна активізація проявляється в вигляді рифтогенезу, вулканізму, землетрусів, інверсій геомагнітного і гравітаційного полів і т. і. [2, 3, 17, 18, 26]. Певна річ, ці ж фактори завдають впливу на рослини і тварин не окремо, а разом у сукупності. Виявилось, що ці явища розвиваються з періодичністю приблизно 30 ± 4 млн. років упродовж всього *фанерозою* (минулі майже 600 млн років). В період всього цього часу виявлено 20 названих критичних епох з відповідними перегинами часу, катастрофічними "поштовхами" в історії еволюції Землі.

Осциляції елементів біосфери в Океані відбуваються досить швидко під впливом таких "поштовхів" (своєрідних "природотрусів"), швидкої активізації мутацій та змінення видів, вже зазначалося на прикладі виникнення нового виду кролів упродовж 400 років. Точно кажучи, слабкі активізації і мутації в живих організмах відбуваються увесь час, перманентно, але вони підсилюються до рівня відносних і абсолютних катастроф саме під час критичних епох перетину, в умовах загострення ситуації (розділ 1. 4). Мутаційні виродки, окремі відхилення організму, які виникають на перетині епох (в умовах "поштовхів"), в процесі поступового і спокійного розвитку біосфери не можуть витримати жорстку конкуренцію, а тому виявляються нежиттєздатними і гинуть, зникають. Проте, коли відбувається масова загибель багатьох організмів, деякі з вказаних мутаційних виродків і страхіть при відсутності конкуренції можуть пристосуватися до нових умов. До того ж, в процесі природної селекції вони можуть дати початок новим видам організмів. Коли не було б кризових "поштовхів" в історії Землі, то еволюція живих організмів могла б і не відбутися. Важливо, що організми безпосередньо зазнають змін не прямо під впливом катастрофічних поштовхів і кризисів, а під впливом конкуренції старих і нових груп організмів та загальної перебудови біоценозів (чи біологічних поміжгрупових відношень) в умовах мешкання, що дуже інтенсивно змінюються під впливом космічних і земних ("екзогенних" і "ендогенних") умов.

ЕВОЛЮЦІЯ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ

Поряд з уявленнями про походження і історію розвитку Світового океану як частину системи розвитку Землі в цілому, які базуються на доведеному фактичному матеріалі, які поділяються абсолютно більшістю вчених, які віднесені до традиційного, класичного фундаменту географії, також існують і нетрадиційні точки зору, добре обгрунтовані матеріали і висновки. Вони мають певне підтвердження фактичним матеріалом, причому, деякі відомості можна вважати твердо встановленими фактами, що майже неможливо опротестувати і від яких не можна відмахнутися. Але сукупні докази не є досить переконливими, і тому в цілому такого типу уявлення можна віднести до гіпотез в стадії розробки. Вони представляють виникнення і історію розвитку Світового океану не так, як традиційні, класичні розробки. Але студентам треба знати всі провідні погляди на зазначену проблему. Відтак, в наступних розділах пропонуємо ознайомитися з двома найбільш цікавими розробками.

5. 1. Базові уявлення гіпотези океанізації Землі

Вище викладений матеріал про походження і подальшу еволюцію Світового океану дозволяє дещо по-іншому розглянути еволюцію географічної оболонки, частиною природної системи якої є цей Океан. Матеріали досліджень, що тут викладені, аналізуються з "океанічних" позицій, і такий зміст вносить певні відмінності в розуміння еволюції географічної оболонки. Істотно, що таке розуміння буде дещо іншим, ніж у спеціаліста-ландшафтознавця чи того, хто вивчає закономірності розвитку континентальних чи атмосферних умов, факторів і об'єктів в складі географічної оболонки. Ось чому є сенс представити еволюцію географічної оболонки з "океанологічної" точки зору, ураховуючи при цьому три складові Океану (дно, воду і форми життя) і провідні риси його природної структури.

Таке провідне завдання повинне викликати інтерес студентів, навіть - і фахівців, бо в розгляд цієї проблеми втілюються оригінальні ідеї на внутрішні планетарні процеси, на вплив космічних

причин, на взаємодію внутрішніх процесів нашої планети з оточуючим планету середовищем. Такі погляди розвинуті видатним вченим професором В. В. Орльонком (зокрема в його роботах: "Фізичні основи еволюції перисфери Землі". Ленінград, 1980; "Фізика і динаміка зовнішніх геосфер". Москва, 1985; "Вода в історії Землі і планет". Калінінград, 1989, та інша версія цієї ж книжки "Вода в истории Земли и планет". Москва: Знание, 1990; "Історія океанізації Землі". Калінінград, 1998, тощо). Саме його розробки і висновки ми поклали в підвалини цього розділу. На них справили великий вплив базові уявлення "теорії океанізації" Землі (розділ 2. 1). Безсумнівно, що вони збагатять теоретико-методологічний навколоріз студентів.

Отже, географічна оболонка, за визначенням Географічної Енциклопедії України (т. 1, 1989. Стор. 246), — "... це комплексна оболонка Землі, що утворилася внаслідок взаємопроникнення і взаємодії речовини окремих геосфер - літосфери, гідросфери, атмосфери і біосфери. Верхню межу географічної оболонки проводять в атмосфері на висоті 25-30 км, а нижню - в межах літосфери (на глибині кількох сотень метрів, іноді до 4-5 км, чи по океанічному дну". За визначенням [26], географічна оболонка - це область взаємодії внутрішніх планетарних ендегенних і зовнішніх екзогенних і космічних процесів, які здійснюються за активною участю органічної речовини. Звідси - кордони географічної оболонки повинні визначатися умовами, за яких можливе існування білкових утворень, що обумовлюють базу життя на Землі. Нижній кордон регламентується ізотермою +100°C, чи в надрах на глибині майже 12 км, що є більш точним і обгрунтованим, ніж це пропонують автори цитованої Енциклопедії. Відповідно, верхній кордон розташовується на висоті 10-15 км під шаром озону, який екранує ультрафіолетове випромінювання Сонця, що є смертельним для живої речовини.

Отже, товщина географічної оболонки дорівнює 20-30 км, включає в себе верхні поверхи земної кори, гідросферу, атмосферу і ті органічні речовини (істоти), які їх насичують. Відтак, це визначення вигладає більш обгрунтованим, бо для нас воно означає включення до названої оболонки і всієї динамічної системи Світового океану, включно - деяку частину надрів під дном Океану. А такі межі дозволяють ураховувати в повному обсязі і ті риси еволюції, які були розглянуті в главах 2-4.

Особливості еволюції географічної оболонки визначаються першочергово темпами накопичення вільної води на поверхні нашої планети. Саме тут в прикордонній області процеси взаємопроникнення і

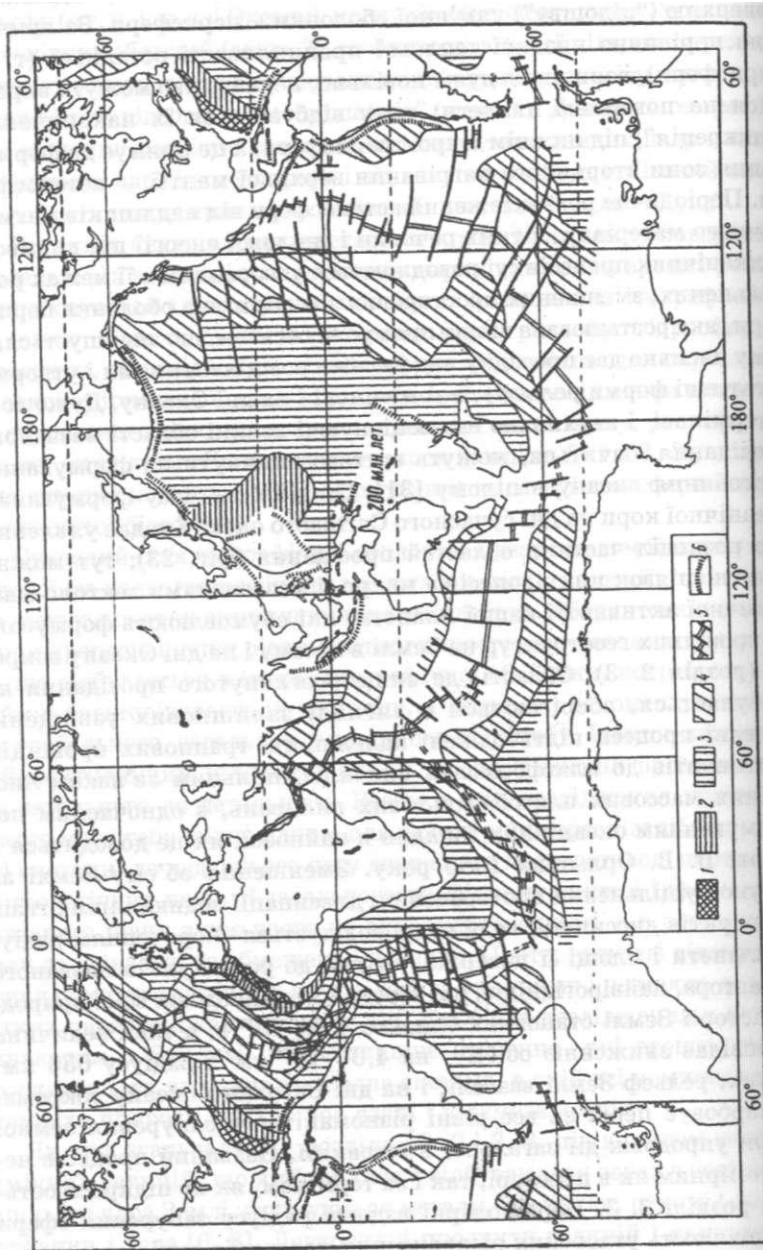
взаємодії відбуваються найактивніше. А це створює різноманіття форм рельєфу (в т. ч. і на дні Океану), контурів континентальних, морських і океанічних областей (глава 2), особливості власної підтримки режиму водного шару (глава 3), різноманітність органічного світу, наземних ландшафтів і підводних "вассершафтів" (глава 4). Динаміка географічної оболонки повністю залежить від енергетики земних надр в зоні зовнішнього ядра і астеносфери і від енергетики Сонця. Певний внесок роблять також припливні взаємодії системи "Земля - Луна".

Проекція внутрішньопланетарних процесів на земну поверхню і подальша їх взаємодія з сонячним випромінюванням врешті-решт відкарбовується в формуванні провідних компонентів географічної оболонки - верхньої частини земної кори, рельєфу, гідросфери, атмосфери, відповідної частини біосфери. Відповідно, для окреслення закономірностей її еволюції, треба зробити дослідження динаміки ендегенного режиму планети, еволюції магнетизму, рельєфу та вільної фази води. Як вже зазначалося (розділи 3. 1 і 3. 3), поява води створює передумови для формування кисневої атмосфери Землі і розвинутої біосфери.

Сучасний стан географічної оболонки є результатом її довготермінової (за палеогеографічним масштабом часу) еволюції, причому, від самого початку виникнення нашої Планети. Обґрунтоване розуміння процесів і явищ різноманітного просторово-часового масштабу, що відбувається в межах географічної оболонки, потребує принаймні багаторівневого їх розгляду, а починати рекомендується - від глобального, загальнопланетарного масштабу. Інакше кажучи, найефективнішим шляхом є аналіз, бо дослідження проводиться від загального до детального. Разом з цим дослідження процесів такого масштабу (відповідно - для такого рівня організації природної системи) до недавнього часу вважалося прерогативою переважно геологічних наук. В загальногеографічному синтезі інформація вказаного рівня дуже часто не використовувалася, а в разі чого і коли залучалася, то обмежено і пасивно. Проте, галузеві відокремлення суми географічних наук є досить умовними і не мають вкрай чітких перешкоджаючих кордонів. Бо об'єкт дослідження в них є однаковим - Земля і її навколишнє оточення, які врешті решт розглядаються як єдина природна система, в якій всі компоненти і елементи природи щільно пов'язані і взаємозалежні.

Як вже згадувалося в розділах 3. 2 і 3. 3, під впливом термохімічних реакцій, що відбувалися і відбуваються зараз в зоні зовнішнього ядра Землі, формуються метали, їх окиси, рухомі і леткі речовини і вода [6, 8]. Легковидні продукти реакцій і надлишки

тепла відчувають дифузію (дифундують) під нижню, підвальну поверхню ("підшву") кам'яної оболонки - перисфери. За причиною порівняно низької теплової проникливості останньої (т. є. перисфери), вони лише дуже повільно, неквапливо можуть вирватися на поверхню планети; тому відбувається їх накопичення ("аккреція") під нижнім шаром перисфери, а це прямує до формування зони вторинного нагрівання верхньої мантії — астеносфери. Періодичне розвантаження астеносфери від надлишків магматичного матеріалу, літких речовин і теплової енергії під впливом вулканічних процесів супроводжується утворенням в її межах розщільнених, зменшених просторових зон. Кам'яна оболонка перисфери, яка розташована вище, прямує за обсягом, що зменшується, а тому пасивно дає просадку над такими розщільненнями і утворює негативні форми рельєфу, в тому числі і на дні Океану. Дуже довготермінові і неухильно еволюціонуючі великі області названого просідання, бачиться, можуть суттєво вплинути на формування улоговини океану в цілому [31]. Стадійність часу формування океанічної кори на дні сучасного Світового океану надає уявлення про розподіл частини областей просідання (фіг. 23); тут можна бачити зв'язок цих процесів з макро- і мезоепохами тектоно-магматичної активності нашої планети, які обумовлюють формування провідних геоструктур на Землі в цілому і на дні Океану зокрема (розділ 2. 3). Області, де вище розглянутого просідання не відбувається, зберігаються в вигляді залишкових узвищень. Названі процеси підтверджені належністю траппових провінцій континентів до платформових синекліз, щільним зв'язком численних масових платобазальтових виливань, з одночасним поформованням океанічних западин в кайнозої, як це доводиться в роботі В. В. Орльонка 1985 року. Зменшення об'єму Землі за рахунок ущільнення проторечовин, дисипації водню, інших газів і продуктів дисипації води супроводжується скороченням радіуса планети і площі її поверхні. Згідно до розрахунків названого тут автора, найвірогідніше, що втрата маси упродовж всієї природної історії Землі становила близько $4,2 \cdot 10^{25}$ г, а така величина відповідає зниженню об'єму на $4,0 \cdot 10^{26}$ см³ і радіусу 630 км. Відтак, рельєф Землі взагалі, і на дні Світового океану зокрема, відкарбовує перш за все рівні різноманітного занурення земної сфери упродовж дії загальної контракції. Названий процес є нерівномірним як в просторі, так і за терміном, як це підкреслюється в розділі 2. 3. Нерівномірні вздовж радіусу занурення сфери обумовлюють утворення різновисоких поверхнів вирівнювання.



Інакше кажучи, скорочення поверхні земної сфери, що ущільнюється, сягається не всезагальним плікативним стисненням її кам'яної оболонки, як це пропонувалося ще Елі де-Бомоном і Е. Зюссом (вони виходили від моделі первісної вогнисто-рідкої Землі — див. розділи 2. 1 і 3. 1), а зануренням до різних рівнів окремих її блоків. Саме в цьому міститься провідна відміна "холодної" контракції від класичної контракції Зюсса, окрім її вихідного передпосилання. Обгинаюча цих дискретних поверхнів за площею дорівнює вихідній, початковій поверхні Землі.

Скорочення поверхні Землі внаслідок зменшення її об'єму та прогресуючого скорочення радіусу веде до зростання контрастності і глибини розчленованості рельєфу твердої перисфери. Отже, межі амплітуди диференцованості рельєфу планети безпосередньо залежать від її віку і внутрішньої активності та зворотно пропорційні екзогенному фактору, який обумовлює інтенсивність руйнування рельєфу і це врешті-решт визначається переважно присутністю чи відсутністю вільної води на поверхні планети. Океанічні западини і континентальні блоки - це найвисокі гармоніки контракції, які утворилися під час глобального стиснення сфери Землі. Її кам'яна оболонка (перисфера) зазнає просідання над розсіленими областями астеносфери і пасивно пристосовується до обсягу кулі. Западини і узвищення в межах вказаних базових геотекстур гармоніки стиснення мають більш високий порядок організації, і ці форми рельєфу взаємно наклалися упродовж подальших етапів розвитку Землі в процесі її контракції.

Тут треба підкреслити певну єдність розвитку поверхневих і надрових сфер різноманітних об'єктів Всесвіту, бо наслідки і позначки контрактійної еволюції можна спостерігати і на інших планетах і зірках [2, 25]. Численні гравітаційні колапси масивних зірок вважаються базою сучасної теорії їх еволюції упродовж вироблення і зменшення термоядерного палива. Енергетику горизонтальних рухів (зокрема - літосферних плит) в умовах Землі теоретики "неомобілізму" шукають в механізмі мантийної

Фіг. 23. Схематична карта часу утворення океанічної кори Світового океану за геофізичними матеріалами В. В. Федінського, С. Л. Ушакова, Н. А. Шабаліна [31].

1 - нижня-верхня перм (320-250 млн років тому); 2 - нижній триас і верхня юра (240-150 млн років тому); 3 - нижня-верхня крейда (140-80 млн років тому); 4 - нижній-середній палеоген (70-40 млн років тому); 5 - верхній палеоген - четвертинний період (40 млн років тому - сучасність); 6 - острівні кресенти.

конвекції (фіг. 3). В умовах космічної зірки такий механізм підтверджується спостереженнями і теоретично обґрунтований. На холодній і однорідній планеті, де переважають гравітаційні сили стиснення, існування такого механізму постулюється. Проте, надійні докази його існування навряд чи можуть бути винайдені. Термодинамічні умови на планетах і зірках є різноманітними, а звідси є іншою і динаміка їх зовнішніх оболонок. Мобільність плазменної оболонки передбачена необхідністю переміщення зайвого тепла з надрц? зірки. Горизонтальна мобільність кам'яної оболонки планети в умовах відсутності суцільного атмосферного шару й до сьогодні не має задовільного енергетичного обґрунтування, хоча ще в період 70-х роки XX ст. низка авторів стверджувала існування відповідних доказів [7, 21, 28]. Ці незбіжності існують, і читач повинний їх знати, щоб самостійно оцінити значення і об'єктивність різних точок зору на започаткування і еволюцію Світового океану і Землі в цілому, з позицій певних концепцій і гіпотез (розділи 2. 1, 3. 1, 3. 3).

Щодо гідросфери, то коли і як вона утворилася, які шляхи її подальшої еволюції, — ці питання розглянуті нами в розділах глави 3 за даними різних авторів, але залишилися за межами уваги розробників теорії океанізації Землі. Невідповідно загальному значенню цих питань, мало приділялося уваги їм і з боку прихильників інших теорій і гіпотез (розділи 3. 1-3. 3), а отже - для повноти їх висвітлення розглянемо проблеми започаткування і розвитку гідросфери з точки зору теорії океанізації Землі. Бо вода є найпровіднішим результатом еволюції проторечовини, а абсолютна більшість води міститься в Океані.

Її поступове (до кордону між мезозойською і кайнозойською ерами) накопичення на поверхні планети супроводжувалося дією вулканогенних процеси? і різноамплітудними рухами перисфери, що сходять униз. В свою чергу, це визначило напрямки еволюції газової оболонки, рельєфу, співвідношення площі і контурів суходолу і Океану, а разом з ними - і умови седиментації, клімату і форм життя. Інакше кажучи, *вільна вода, яка "виробляється" планетою і виноситься на земну поверхню, за сутністю обумовила розвиток еволюції географічної оболонки, а тим паче - Океану.* Без неї зовнішність Землі, її ландшафти і "вассершафти", клімат, органічний світ були б зовсім іншими. Прообраз такої Землі нетяжко відгадується на безводній і нежиттєвій поверхні Венери, частково - на Луні і Марсі. Її особливості вказують на фундаментальні, загаль-

норозповсюджені у Всесвіті закономірності формування умов виникнення і еволюції географічної оболонки і Світового океану як її елементу.

На межі мезозою і кайнозою відбулося прискорення викидів вільної води на земну поверхню під впливом спонтанної дегідратації проторечовини [2, 26]. Зовнішньою індикацією цього процесу стала саме океанізація Землі. Він являв собою загальнопланетарний процес, що мав в своєму складі і дегідратацію, повсякчасний масовий вулканізм і активне занурення великих за площею сегментів перисфери. Стадія океанізації започатковується в фіналі еволюції протопланетної речовини ще близько 350-300 млн років тому на початку пермського періоду, за геофізичними даними В. В. Орльонка, С. Л. Ушакова, В. В. Федінського, Н. А. Шабаліна та ін. [31, 32]. Загальний термін цього процесу в умовах розвитку Землі оцінюється як 140-160 млн років, а його безпосередній початок вже проявився на межі юри і крейди, 140-160 млн років тому в західній частині сучасної Північно-Американської западини Атлантичного океану і в тропічній області західної частини Тихого океану (фіг. 23). Упродовж океанізації відбувається формування континентальних масивів, поступове підвищення контрастності рельєфу і його ускладнення, відмежування континентальних і океанічних форм. Швидкість і об'єми руху проторечовини з астеносфери на поверхню Землі і наступна її дезінтеграція і розмивання під час океанізації, бачиться, були суттєво вищі, ніж в доокеанічну епоху.

Під час попередніх етапів еволюції характерними були лише більш-менш рівнозначно порозподілені на земній поверхні обмілинні морські басейни. Широке розповсюдження таких басейнів підтверджується переважно обмілинним виглядом відкладів палеозою в межах континентальних блоків, відсутністю широтної диференціації клімату і відносно малою розчленованістю рельєфу. В названих умовах темпи еволюції географічної оболонки, в тому числі природної системи Світового океану, були повільними. Відбувалося накопичення, переміщення і денудація матеріалу, що викидався з астеносфери, але, принаймні, на порядок величини з меншою швидкістю, ніж в епоху океанізації.

Сучасні темпи денудації і відповідний пересічний шар денудації на земній поверхні, що оцінюється за об'ємом і масою стоку алювіальних наносів, складає приблизно $0,8 \text{ км}/10^7$ років. Такі темпи зберігаються без суттєвих відхилень лише упродовж останніх 60-70 млн років, — після початку утворення океанічних басейнів і відокремлення сучасних континентів. Оцінка денудаційного зрізу

суходолу є виправденою в даному разі, але є некоректною в разі розрахунків кількості осадків на дні Океану, бо дно Океану живиться осадковим матеріалом абразійного походження в кількості, що майже не поступається алювіальному. Прискорення процесів денудації було викликане зростанням амплітуди рельєфу і зниженням базису ерозії. Відтак, упродовж часу останніх $60\text{--}70\text{--}10^6$ років товщина земної кори, що була переробленою на пухкий осадковий і розчинений матеріал, становила близько 5-6 км.

В раньому фанерозої і докембрії швидкість денудації несильно почленованої земної поверхні була, вірогідно, на порядок нижчою. Інакше мовлячи, упродовж $3,9 \cdot 10^9$ років товщина земної кори, що була переробленою, сягала приблизно 31 км. Загальна товщина дезінтегрованих та окислених порід на протязі 4-Ю⁹ років становила 35-37 км. Отримана оцінка, хоча і є досить приблизною, але все ж може бути співставленою з пересічною товщиною земної кори, яка дорівнює 33 км. Можна припустити, що "кордон Мохоровичича" в деяких випадках являє собою занурену поверхню протопланети, яка складена планетною речовиною з віком більшим за $4 \cdot 10^9$ років. Вся товща, що міститься вище цього кордону, фактично поформована вулканічним матеріалом. Він був викинутим з астеносфери на поверхню планети. Але це не звичайний матеріал, подібний до сучасних продуктів вулканогенної діяльності. Його вкрай довготривала дезінтеграція і окислення, які відбувалися під впливом взаємодії з сонячною енергією, водою, живими організмами, сумісно з процесами метаморфізму, упродовж загальмованої ундуляції перисфери утворили різноманіття форм і композиції земної кори, яка є найважлиvim елементом географічної оболонки і середовищем формування улоговиння Світового океану.

Дуже важливою індикацією внутрішньої активності планети і еволюції географічної оболонки є земна гідросфера. З позицій гіпотези первинності океанів і гіпотези утворення під впливом горизонтальних рухів земної кори (а і в в розділі 2. 1) виробилися уявлення про загальну постійність її об'єму чи невеликі і відносно рівномірні надходження упродовж геологічного часу. Але кількісні оцінки ендегенних надходжень і фотолітичних втрат земної гідросфери показали, що до межі мезозою і кайнозою швидкість викидів вільної води на поверхню Землі була на порядок нижчою, ніж упродовж останніх 70 млн років, за матеріалами досліджень В. В. Орльонка (роботи вказані на початку глави) [26]. Як бачимо, така закономірність є зворотною в відношенні до тих тенденцій, які розглядалися раніше, в розділах 3. 1-3. 3. Але така

закономірність не порушує механізми кругообігу речовини і шляхи розвитку життя в Океані. Отже, наступні дослідження треба спрямувати на розробку узгоджень і відмінностей між різноманітними гіпотезами походження Землі і Світового океану на ній.

До юрського періоду виливання вільної води на поверхню складало близько 0,01 мм/1000 років. Причому, упродовж останніх 5 млн років вони сягали найвищого значення - 0,6 мм/1000 років [26]. Нам відомі розрахунки загальної маси вулканічного матеріалу, а тому можна запропонувати розрахунки орієнтовної кількості води, що були винесені вулканами на земну поверхню упродовж 4-Ю⁹ років ендегенної активності. Оскільки в переробку була втягнута проторечовина, в якій міститься пересічно 5% води, то від загальної маси $3,6 \cdot 10^{25}$ г це складе в цілому $1,8 \cdot 10^{24}$ г. Фотолітичні витрати в цей період (пересічна швидкість $7,0 \cdot 10^{15}$ г/рік) дорівнювали б $2,8 \cdot 10^{24}$ г. Але це за умов, що площа акваторії морів і Праокеану була б сумірна з сучасною. Проте, це більше, ніж в 20 разів перевищує загальну масу води, що була перекинутою на поверхню Землі з надр упродовж часу її ендегенної активності. Відтак ми отримуємо ще одне незалежне свідчення про те, що в докайнозойський час сучасних розмірів Світового океану не існувало на поверхні планети, а загальна площа морських басейнів була принаймні на порядок меншою за сучасну площу акваторії морів і океанів (фіг. 23). Тільки за таким співвідношенням суходолу і Океану, наведена величина фотолітичних втрат (першочергово вони залежать від площі) буде дійсною, коли поверхня випаровування буде зменшеною на порядок і більше $= 1,6 \cdot 10^{24}$ г. Загальна маса води, що була винесеною на земну поверхню, оцінюється величиною $4,0 \cdot 10^{24}$ г. Частина води надійшла невулканічним шляхом (з глибинних розколин, сольфатарів, фумарол, в вигляді ювенільної води). Упродовж останніх 70 млн років темпи викидів води зросли більше, ніж на порядок величини, і склали $2,2\text{--}Ю^{24}$ г. Отже, майже половина виробленої планетної води надійшла за час океанізації Землі. •

Таким чином, Світовий океан - це молоде природне утворення переважно кайнозойського віку, що за висновком відрізняється від результатів з позицій інших загальнопланетарних гіпотез і концепцій. Утворення Океану підкреслює, що ніколи раніше на Землі не було аналогічного глибоководного і просторого резервуару вільної води. Зайве шукати сліди давніх океанів на сучасному суходолі — їх там ніколи не було з позицій історії океанізації Землі. Про це свідчить і переважно обмілинний вигляд осадочних

утворень, шарів палеозою і мезозою на континентальних платформах і в океанічних котловинах.

Розрахунки показують [26, 31, 32], що Земля спроможна виробити і представити в кругообіг ще близько півтора об'ємів води сучасного Світового океану, відповідно до своєї абсолютної маси і загальної енергетики. За умов збереження сучасних темпів дегідратації в майбутньому, на це треба буде витратити ще близько 80 млн років. А після цього ресурси планетної проторечовини будуть вироблені і надходження води на земну поверхню повністю припиняться. Під впливом від'ємного балансу водних надходжень та сучасних швидкостей фотолізу, наша планета може повністю втратити водну оболонку через 20-30 млн років.

Отже, коли викладені прогнози виправдаються, то вельми актуальним є питання про долю Океану. Як ж вони на найблизку перспективу? Як може себе почувати географічна оболонка? Коли природі ніщо не буде заважати, коли будуть зберігатися механізми, темпи, тенденції і ритми еволюції оболонки, а швидкість надходження води витримає величину 0,6 мм/1000 років, то через 10000 років рівень Океану зійметься на 6 м. Такі явища неминуче будуть супроводжуватися таненням полярних льодовиків в Гренландії і Антарктиді, їх кінцеве зникнення підвищить рівень на найближчі тисячоріччя ще на 63 м. Як наслідок, морські води затоплять весь низинний суходол, третя частина якого розташована на позначках < 100 м. А через 100 тис. років рівень Океану підвищиться ще на 60 м і сягне (+120)—(+130) м відносно сучасного стану. Під водою можуть опинитися всі рівнини Землі, якщо припиняться процеси деформацій улоговини Океану, скиду певної кількості осадового матеріалу на дно морських і океанічних басейнів, гороутворення і тектонічного здійснення на Землі. В подальшому підвищення маси води і рівня може загальмуватися, доки темпи фотолітичних витрат не перевищать темпи ендегенних надходжень. Відповідно до розрахунків [26], максимуму океанізація сягне упродовж найближчих сотень тисяч років, а згодом почнеться зниження рівня. Відтак, океанізація може розглядатися як фінал найновішої еволюції планетної речовини, а термін його в природних умовах Землі розрахований рівним 140-160 млн років. Цей висновок суттєво не збігається з тими, що отримані з позицій інших гіпотез розвитку Землі, бо передбачають масу океанічної води і співвідношення розподілу суходолу і Океану упродовж терміну більшого за 1 млрд років (розділи 3. 1 і 3. 3).

Аналіз еволюції географічної оболонки і розвитку Світового океану вважається неповним, коли не розглянути природу атмосфери.

Як і гідросфера, газова оболонка Землі виникла і формувалася під впливом дегазації і вулканізму з зони астеносфери. В цьому зв'язку потрібно було б чекати, що її склад буде надто близьким до складу глибинних газів, а тому вона повинна містити в собі H_2 , CH_4 , H_2O , CO_2 та ін. Вірогідно, що таким був склад атмосфери в ранньому докембрії. Одночасно з початком фотолізу пари, що виносилася з водою, в атмосфері утворилися атоми водню та вільний молекулярний кисень. Вільні атоми водню здійснювалися до верхніх поверхів атмосфери та зазнавали дисипації у Всесвіт. Молекула кисню є досить великою, щоб зазнавати дисипації, а тому вона знижувалася в нижні поверхи атмосфери, де перетворювалася в важливий компонент атмосфери. Він поступово акумулювався ("аккретувався"), і згодом поклав початок дещо іншим хімічним процесам в земній атмосфері. Завдяки хімічній активності кисню, в первинній атмосфері почалися процеси окислення глибинних газів. Одночасно окисли, що утворювалися, скидалися в осадок. Частина газів, в тому числі і метану, залишилась в колекторах земної кори, і вони стали початківцями глибинних покладів нафти і газу.

Фотолітичне утворення атмосферного кисню було провідним процесом на початку еволюції Землі. В процесі очищення від глибинних газів формувалася вторинна атмосфера на підставі вуглекислоти та двоокису азоту, складалися умови, щоб під їх впливом виникли б фотосинтезуючі синьо-зелені водорості і бактерії. Від їх появи процес насичення атмосфери киснем суттєво прискорився (розділи 3. 2 і 4. 1). Коли зелені (з наявністю хлорофілу) рослини асимілювали вуглекислоту, відтворювався кисень, а коли така асиміляція відбувалася під впливом ґрунтових бактерій, то утворювався азот. Упродовж накопичення вільної води на поверхні Землі і появи численних морських басейнів відбувається сполучання CO_2 атмосфери і хімічне відкладення доломитів. Повсюдне інтенсивне хімічне доломітоутворення, за висновками академіка М. М. Страхова, завершується в палеозої та згодом заступається біогенним. А відтак, в палеозої відбувається поступове зниження змісту CO_2 в атмосфері та лужного резерву в морських водах.

Неусталена вторинна атмосфера наприкінці палеозої переходить в стан третинної, яка складалася з суміші вільного азоту і кисню, а одночасно кількість кисню продовжувала накопичуватися і надалі. Міра стійкості цієї сучасної атмосфери визначається масою нашої планети і характером її взаємодії з цупким сонячним випромінюванням.

Земля безперервно втрачає гази, які мають молекулярну вагу меншу за 4, а саме - водень і гелій. Термін повної дисипації атмосферного водню, коли температура газової оболонки складає 1600 °К, дорівнює лише 4 роки, гелію - 1,8 млн років, а кисню - 10^{29} років. Відповідно, перманентна присутність в атмосфері водню і гелію свідчить про безперервне поповнення ними за рахунок глибинних надрових газів. Дисипація починається з висоти найменшої концентрації атмосфери, а саме - близько 500 км. Цей факт підтверджує дієздатність механізму фотолізу і ефективні втрати маси речовини Землею, згідно до висновків М. М. Єрмолаєва.

Отже, еволюція хімічного складу атмосфери відбувалася в близькій залежності і взаємодії з темпами накопичення вільної води на земній поверхні, з формуванням морських седиментаційних басейнів. Впритул до середини палеозою (до карбону), коли континентальна, наземна рослинність розповсюдилася скрізь, то атмосферний кисень накопичувався переважно фотолітичним шляхом. Починаючи з карбону, цей процес посилювався за рахунок фотосинтезу (розділи 4. 3 і 4. 4). В Світовому океані зміни органічного світу в мезозої і кайнозої, бачиться, обумовлені в суттєвій мірі процесами "кисневості" атмосфери, як і на планеті взагалі.

На шляху еволюції географічна оболонка засвоювалася та насичувалася органічними речовинами. Біосфера пристосовувалася до навколишніх фізико-географічних умов, які змінювалися, і тому пройшла довгий шлях від найпростіших одноклітинних і до складних багатофункціональних органічних систем (розділ 4. 4); вершиною їх досконалості на поточний час став *Homo sapiens* близько 50 тис. років тому. З того часу склалася ще одна дуже потужна фізико-географічна сила, яка згодом підвищувала свій тиск на природні системи в вигляді антропогенного фактору, що діє в межах географічної оболонки, в тому числі — і її складовій частині — в Світовім океані. Як можна бачити, виникнення і подальша еволюція Світового океану відбувається в тісній нерозривності з еволюцією планети в цілому, всіх її складових сфер, що ставиться під сумнів в матеріалах, які викладені в наступному розділі.

5. 2. Який же в дійсності вік Океану?

В 1995 р. в Лондоні англійською мовою була видана книга Гарольда Хенкока "Сліди богів. В пошуках історії давніх цивілізацій", що була написаною в 1953 році. В 1998 р. вона була перевидана в Москві російською мовою. В № 4 Українського Географічного журналу за 1998 р. (С. 46—53) Є. І. Стеценко підготувала

коротке викладення базових висновків книги Г. Хенкока також російською мовою. Вважаємо ці висновки цікавими для студентів-географів і вчителів географії, бо вони мають безпосереднє відношення до визначення віку Океану і його еволюції, до уявлень про розвиток географічної оболонки в цілому. До того ж, це слушна нагода для тренування здібностей щодо розмежування наукових традиційних уявлень і нетрадиційних, що, безсумнівно, надає навичок мислення. Може бути вкрай захоплюючим співставлення висновків книги Гарольда Хенкока, з одного боку, і доведених результатів вивчення процесів розвитку земної кори, виникнення і еволюції водного шару Океану, започаткування і еволюції життя в Океані, базових висновків гіпотез тектоніки літосферних плит і океанізації Землі, визначення віку гірських порід і льоду за методами абсолютних датвань, усталеної природної структури Світового океану, природних механізмів кругообігу речовини в Океані, та багатьох інших, — з другого боку. Публікацію в УГЖ наводимо без змін мовою оригіналу.

5. 2. 1. Загадкові карти

Карта небаченого. Дивування почалися з висновків листа:

8-я эскадрилья технической разведки Стратегического командования ВВС США

База Уэстовер, штат Массачусеттс

6 июля 1960 год.

По вопросу: о карте мира адмирала Пири Рейса.

Кому: профессору Чарлзу Х. Хэпгуду

Кинский колледж, Кин, штат Нью-Хэмпшир

Уважаемый профессор Хэпгуд,

Ваша просьба оценить некоторые особенности карты мира, составленной Пири Рейсом в 1513 году, была рассмотрена нашей организацией. Предположение, что в нижней части карты изображен Берег Принцессы Марты, относящийся к Земле Королевы Мод в Антарктике, представляется нам разумным. Считаем, что это наиболее логичное и, по всей вероятности, верное истолкование карты. Географические подробности, изображаемые в нижней части карты, прекрасно согласуются с данными сейсморазведки, выполненной сквозь толщу ледяной шапки шведско-британской антарктической экспедицией в 1949 г. Это означает, что картографическая съемка береговой линии была выполнена до оледенения. В настоящее время в этом районе толщина ледника достига-

ет одной мили. Мы не представляем, каким образом можно согласовать данные этой карты с предполагаемым уровнем географической науки в 1513 году.

Командир эскадрильи подполковник ВВС США Гарольд 3. Ольмейер.

Несмотря на спокойно-нейтральный язык, письмо Ольмейера представляет собой разорвавшуюся бомбу. Если съемка Земли Королевы Мод была выполнена до того, как ее покрыли льды, значит возраст картографии насчитывает Бог знает сколько лет. Сколько же именно? Расхожее мнение состоит в том, что Антарктическая ледяная шапка в ее нынешних протяженности и виде имеет возраст в миллионы лет. При ближайшем рассмотрении это утверждение вызывает серьезные сомнения - достаточно серьезные, чтобы отбросить мысль, что на карте адмирала Пири Рейса Земля Королевы Мод изображена в том виде, как она выглядела за миллионы лет до нас. Последние данные свидетельствуют, что длительный период, в течение которого Земля Королевы Мод и прилегающие к ней районы были свободны от льда, закончился не более шести тысяч лет назад (Прим. : "Этот период длился приблизительно с 13000 по 4000 год до н. э. согласно, например, данным д-ра Джека Хью из Иллинойского университета; с его мнением согласны эксперты из Института Карнеги, Вашингтон, округ Колумбия; Джон Дж. Вейпхаупт из Университета Колорадо, специалист в области сейсмологии, гравитации и планетарной геологии также поддерживает точку зрения об относительно позднем периоде, когда, по крайней мере, на части территории Антарктики отсутствовали льды. Вместе с рядом других геологов он называет более узкие временные границы - от 7000 до 4000 года до н. э. "). Это свидетельство, к которому мы вернемся в следующей главе, снимает с нас тяжелую задачу объяснить, кто (или что?) обладал техническими возможностями картографической съемки в Антарктиде, скажем, за 2 млн лет до н. э. , задолго до возникновения нашего биологического вида. Тем не менее, поскольку картография является сложным и цивилизованным видом деятельности, нам придется объяснить, каким образом такая задача могла быть решена и 6000 лет назад, задолго до возникновения первых цивилизаций, признаваемых официальной исторической наукой (Прим. : "Историки не признают существования "цивилизаций" как таковых до 4000 года до н. э. ").

Дает Джерела. Пытаясь дать такое объяснение, следует напомнить следующие основополагающие исторические и геологические сведения:

1. Карта Пири Рейса, являющаяся подлинным документом и никоим образом не подделкой, изготовлена в Константинополе в 1513 году.

2. На ней изображен западный берег Африки, южное побережье Южной Америки и северный берег Антарктиды.

3. Пири Рейс не мог получить информацию о последнем регионе от современных ему исследователей, поскольку Антарктида оставалась неоткрытой до 1818 года - более 300 лет со дня, когда он нарисовал свою карту.

4. Свободная от льда береговая кромка Земли Королевы Мод, изображенная на карте, является величайшей загадкой, поскольку последней датой, когда ее можно было обследовать и нанести на карту, является 4000 год до н. э.

5. Самую раннюю дату, когда такая задача могла быть решена, трудно указать точно, но, повидимому, литораль Земли Королевы Мод оставалась нескрытой подо льдами в течение как минимум 9000 лет - пока ее не поглотил расширяющийся ледник.

6. Истории неизвестна цивилизация, которая имела бы возможность или потребность обследовать эту береговую линию в указанный период между 13000 и 4000 годами до н. э.

Иными словами, главная загадка этой карты 1513 года не столько в том, что на ней изображен континент, открытый в 1818 году, сколько в том, что там можно увидеть береговую линию континента, свободной ото льда, который скрыл ее 6000 лет назад и закрывает до сих пор.

Как это можно объяснить? Пири Рейс любезно дает нам ответ в заметках, написанных его рукой на полях карты. Он говорит, что не несет ответственности за первичную съемку и картографию. Напротив, он признается, что играл роль простого компилятора и копииста, а его карта базируется на большом числе карт-первоисточников. Некоторые из них были начерчены современниками (включая Христофора Колумба), которые к тому времени достигли Южной Америки и Карибского архипелага; другие же относятся к IV веку до н. э. и более ранним периодам.

Пири Рейс не рискнул высказать предположение об авторстве более ранних карт. Однако, в 1963 году профессор Хэпгуд предложил новое и наводящее на размышление решение этой проблемы. Он заявил, что часть карт, которыми пользовался адмирал, и в особенности те, которые, как утверждают, восходят к IV веку до н. э., сами основаны на более ранних источниках, а те - на еще более

ранних. По его мнению, имеются неопровержимые доказательства того, что Земля была подробно картографирована до 4000 года до н. э. неизвестной и пока неоткрытой цивилизацией, достигшей высокого технического уровня. Он заключает:

"Такое впечатление, что точная информация передавалась от народа к народу. Съёмка была произведена неизвестным нам народом, от которого карты попали к критянам и финикийцам, являвшимся на протяжении более 1000 лет величайшими мореходами античного мира. Существует свидетельство того, что они (карты) были собраны и изучены в великой Александрийской библиотеке в Египте; дальнейшая компиляция выполнялась работавшими там географами".

Из Александрии, согласно Хэпгуду, копии этих компиляций и некоторых карт-оригиналов переместились в другие центры просвещения, в том числе и в Константинополь. Когда же в 1204 году, во время IV крестового похода, Константинополь был захвачен венецианцами, карты стали попадать в руки европейских моряков и искателей приключений.

Большая часть этих карт относилась к Средиземному и Черному морям. Однако, сохранились и карты других районов, в том числе обеих Америк, Арктики и Антарктики. Становится ясным, что древние мореходы путешествовали от полюса до полюса. Как ни покажется это невероятным, древние исследовали Антарктиду, когда ее берега были еще свободны ото льда. Кроме того, ясно, что у них были навигационные приборы, далеко превосходившие все, чем обладали люди в античную, средневековую и новую эпохи, вплоть до второй половины XVIII века.

Это обстоятельство свидетельствует в пользу гипотезы о существовании в отдаленные времена цивилизаций, которые впоследствии погибли. Если раньше ученые могли относиться к подобным гипотезам как к мифам, то теперь в нашем распоряжении свидетельство, от которого просто так не отмахнуться. И оно заставляет нас вернуться к гипотезам прошлого и рассмотреть их заново и непредвзято.

Несмотря на энергичную поддержку Альберта Эйнштейна (см. ниже) и на признание президента Американского Географического общества Джона Райта, что Хэпгуд "... выдвинул гипотезу, которая вопиет о проверке", дальнейшего научного исследования этих беспрецедентно ранних карт предпринято не было.

Людина, яка була попереди свого часу. Чарльз Хэпгуд преподавал историю науки в Кинском колледже, штат Нью-Хэмпшир, США.

Он не был ни геологом, ни специалистом по истории древнего мира. *Возможно, однако, что грядущие поколения запомнят его как человека, подорвавшего основополагающие принципы мировой истории, а заодно - и значительной части геологии* (выделено мной - Ю. Ш.).

Альберт Эйнштейн был среди первых, кто осознал это, когда решил выступить автором предисловия к книге, написанной Хэпгудом в 1953 году, еще за несколько лет до того, как последний занялся исследованием карты Пири Рейса:

"... первое же сообщение, полученное мной от господина Хэпгуда, буквально наэлектризовало меня. Его идея оригинальна, очень проста и если подтвердится, то будет иметь огромное значение для всего, связанного с историей поверхности Земли".

Эта "идея", сформулированная в книге Хэпгуда в 1953 году, является, по сути, глобальной геологической теорией, которая изящно объясняет, как и почему значительные участки Антарктиды оставались свободными от льда до 4000 года до н. э., а также многие другие аномалии в науке о Земле. Вкратце его аргументы сводятся к следующему:

1. Антарктида не всегда была покрыта льдом и была некогда намного теплее, чем сегодня.

2. Теплее она была потому, что в то время физически не находилась на Южном полюсе, а располагалась на примерно в 2000 миль севернее (Прим. : *1 сухопутная миля равна 1609,3 м*). Это "выводило ее за пределы Южного Полярного круга и помещало в зону умеренного или холодно-умеренного климата".

3. Континент переместился и занял свое нынешнее положение внутри полярного круга в результате т. н. "смещения земной коры". Этот механизм, который не следует путать с тектоникой плит или дрейфом континентов, связан с периодическими движениями литосферы, внешней коры Земли, как целого "вокруг мягкого внутреннего тела, подобно тому, как могла бы перемещаться корка апельсина вокруг мякоти, если бы ослабела связь между ними".

4. В процессе такого "путешествия" на юг Антарктида постепенно остывала, и на ней мало-помалу, но неотвратимо, нарастала в течение нескольких тысяч лет ледовая шапка, пока не приобрела нынешние очертания.

Другие свидетельства этих радикальных перемен приведены в главе VIII этой книги. Ортодоксальные геологи, однако, не склонны принимать теорию Хэпгуда, хотя никому не удавалось доказать её

ложность. Она действительно вызывает ряд вопросов, самый важный из которых: какой мыслимый механизм мог бы вызвать усиления, достаточные для смещения литосферы на такое расстояние?

На этот вопрос никто не может ответить лучше А. Эйнштейна, который так подвел итог открытию Хэпгуда:

"В полярном регионе происходит постоянное накопление льда, который размещается вокруг полюса несимметрично. Вращение Земли действует на эти асимметричные массы, создавая центробежный момент, который передается жесткой Земной коре. Когда величина такого момента превосходит некоторое критическое значение, то он вызывает перемещение Земной коры относительно расположенной внутри части тела Земли..."

Карта Пири Рейса, похоже, содержит удивительное подтверждение тезиса о недавнем, в геологических масштабах, оледенении Антарктиды вслед за внезапным смещением земной коры к югу. Более того, поскольку такая карта могла быть вычерчена не позднее 4000-го года до н. э., её последствия для истории человеческих цивилизаций могут оказаться сносшибательными. Ведь принято считать, что до 4000 года до н. э. высокоразвитых цивилизаций не существовало!

С некоторым упрощением академический подход к описанию истории человеческой цивилизации сводится к следующему:

- Цивилизация впервые возникла в районе Благодатного Полумесяца на Среднем Востоке.

- Её развитие началось после 4000 года до н. э. Кульминацией этого процесса явилось возникновение около 3000 года до н. э. первых высокоразвитых культур в Шумере и Египте, а затем в долине Инда и в Китае.

- Примерно через 1500 лет цивилизация спонтанно и независимо возникла в обеих Америках.

- С 3000 года до н. э. в Старом Свете (и с 1500 года в Новом) цивилизация неуклонно развивалась в направлении все более совершенных, сложных и продуктивных форм.

- Исходя из этого, особенно в сопоставлении с нами, все древние цивилизации и все ими созданное расцениваются, как довольно примитивные ("шумерские астрономы относились к небесам с ненаучным ужасом, а сооружение египетских пирамид было технологически несовершенно"). Все этому, оказывается, противоречит карта Пири Рейса.

Шри Рейс г джерела, якими ви користивався. В свое время Пири Рейс был хорошо известной фигурой, историчность суще-

ствования которой твердо установлена. Адмирал военного флота Османской Турецкой империи, он участвовал во многих морских сражениях середины XVI века. Кроме того, он считался крупным специалистом по странам Средиземноморья и был автором известного руководства по навигации "Кутаби Барийе", которое содержало подробное описание берегов, бухт, течений, мелей, мест причаливания, заливов и проливов Эгейского и Средиземного морей. Несмотря на яркую карьеру, он впал в немилость у своих господ и был обезглавлен в 1554 или 1555 году.

Карты, которыми Пири Рейс пользовался в качестве источников для своей карты 1513 года, по всей вероятности хранились в Имперской библиотеке в Константинополе, почетным читателем которой был адмирал. Эти источники (которые, возможно, сами были заимствованы или скопированы в еще более древних центрах просвещения) более не существуют, либо, во всяком случае, не обнаружены. Однако, именно в этой библиотеке, в старом дворце султана в Константинополе, была повторно найдена в 1929 году карта Пири Рейса, нарисованная на коже газели, свернутая в трубку и заброшенная на пыльную полку.

Спадщина загублено! чивШзай. Как признался в своем письме Хэпгуду ошеломленный Ольмейер, на карте Пири Рейса изображена подлинная топография, истинная форма береговой линии Земли Королевы Мод, скрытая ныне подо льдом. Она оставалась полностью скрытой от нас с 4000 года до н. э., когда её поглотил наступавший ледник, и до тех пор, пока её снова не обнаружили при помощи интенсивной сейсмической разведки, проведенной в 1949 году объединенной британско-шведской исследовательской экспедицией.

Если бы Пири Рейс был единственным картографом, имевшим доступ к такой аномальной информации, было бы неверно придавать слишком большое значение его карте. Вполне уместно было бы возразить: "Может быть, это и важно, но, возможно, все это лишь совпадение". Однако, турецкий адмирал вовсе не был единственным, кто обладал этими, казалось бы - невероятными и необъяснимыми географическими знаниями. Независимо от того, каким образом эти знания были переданы через века, бесспорно, что и другие картографы имели доступ к тем же любопытным секретам.

Возможно ли, чтобы все эти картографы черпали, пусть не зная этого, из богатого научного наследия исчезнувшей цивилизации?

5. 2. 2. Річки Південного континенту

В рождественские каникулы конца 1959 года Чарлз Хэпгуд занимался исследованием Антарктиды в справочном зале Библиотеки конгресса в Вашингтоне. Уже несколько недель подряд он работал там над сотнями средневековых карт.

"Я обнаружил (пщшет он) массу удивительных вещей, которые и не подозревал найти, и несколько карт, изображающих южный континент. И вот однажды я перевернул страницу и остолбенел. Мой взор упал на Южное полушарие карты мира, начертанной Оронтеусом Финиусом в 1531 году, и я понял, что передо мной подлинная, настоящая карта Антарктиды!

Общее очертание континента удивительно совпадает с тем, что изображено на современных картах. Практически на месте, почти в центре континента, оказался Южный полюс. Горные цепи, окаймляющие берега, напоминали многочисленные хребты, открытые в последние годы, причем достаточно, чтобы не считать это случайным результатом игры воображения картографа. Эти хребты были идентифицированы, некоторые - береговые, некоторые - располагались в удалении. С многих из них к морю текли реки, очень естественно и удивительно вписываясь в складки рельефа. Разумеется, это предполагало, что в момент вычерчивания карты побережье было свободно от льда. Центральная часть континента на карте свободна от рек и гор, что позволяет предполагать наличие там ледниковой шапки".

Более тщательное исследование карты Оронтеуса Финиуса Хэпгудом и доктором Ричардом Стрейчаном из Массачусетского технологического института установило следующее:

1. Она была скопирована и скомпилирована из нескольких более ранних карт, вычерченных в разных проекциях.

2. На ней действительно изображены свободные от льда берега Антарктиды, а именно, Земля Королевы Мод, Земля Эндерби, Земля Уилкса, Земля Виктории (восточный берег моря Росса) и Земля Мэри Бэрд.

3. Как и в случае с картой Пири Рейса, общие очертания и характерные особенности рельефа очень близки к данным сейсмической разведки о скрытой подо льдом поверхности Антарктиды (Прим. : "Эти карты были составлены в ходе Международного Геофизического года 1958 бригадами картографов из разных стран").

Хэпгуд сделал вывод, что карта Оронтеуса Финиуса является документальным свидетельством того, что "... Антарктида посещалась, а возможно, и заселялась людьми в то время, когда большая её часть, если не вся она, была свободна от льда. Ясно, что это могло иметь место лишь в глубокой древности. ... Карта Оронтеуса Финиуса позволяет датировать цивилизацию составителей карты-прототипа концом последнего ледникового периода в Северном полушарии".

Море Росса. Дополнительным свидетельством в пользу этой точки зрения является то, как Оронтеус Финиус изобразил море Росса. Там, где сегодня в море сползают огромные ледники Бэрд-мора и Скотта, на карте 1531 года изображены русла рек. Единственным объяснением этого может быть факт, что к моменту создания карт-первоисточников море Росса и его берега не были скрыты подо льдом: *"Должна была существовать достаточная поверхность, свободная от льда, выполняющая роль бассейна, питающего реки. В настоящее время и берега, и внутренняя часть континента глубоко погребены под ледовой шапкой в милю толщиной, а море Росса скрыто плавучей ледяной кровлей толщиной в сотни футов"*.

Ситуация с морем Росса является существенным аргументом в пользу того, что некая неизвестная цивилизация занималась картографированием Антарктиды в течение долгого периода (когда она было свободна от льда), закончившегося около 4000 года до н. э. Это подтверждается результатами бурения дна моря Росса, которое проводилось в 1949 году одной из антарктических экспедиций Бэрда. На кернах четко преслеживаются слои осадочных пород, отражающие состояние окружающей среды в различные эпохи: крупные ледниковые отложения, средние ледниковые отложения, мелкие ледниковые отложения и т. д. Наиболее удивительным является обнаружение слоев мелкозернистых, хорошо перемешанных отложений, принесенных в море реками, истоки которых расположены в умеренных (т. е. в свободных от льда) землях.

Используя радиоизотопный метод датирования, разработанный доктором У. Д. Ури, ученые из Института Карнеги в Вашингтоне сумели установить с достаточной точностью, что великие антарктические реки, которые явились источником этих мелкодисперсных отложений, действительно текли примерно 6000 лет тому назад, как показано на карте Оронтеуса Финиуса. Только после этой даты, около 4000 года до н. э. "... на дне моря Росса стали накап-

ливаться осадки ледникового типа. . . Керны указывают, что этому предшествовал длительный теплый период".

Меркатор та Буаше. Таким образом, карты Пири Рейса и Оронтеуса Финиуса позволяют нам увидеть Антарктиду такой, какой в исторические времена не мог её увидеть ни один картограф. Но достаточно ли двух этих свидетельств, чтобы убедить нас, что мы имеем дело со следами исчезнувшей цивилизации? Не поискать ли третью, четвертую, шестую карты? От них уже так легко не отмахнешься. Кроме того, разумно ли и далее игнорировать исторические свидетельства карт, вычерченных самым знаменитым картографом XVI века - Герардом Кремером, известным также под именем Меркатора?

Меркатор включил карту Оронтеуса Финиуса в свой Атлас 1569 года и в том же году сам изобразил Антарктиду на нескольких картах. На этих картах можно различить на неоткрытом еще континенте... подробности... "в некоторых случаях эти подробности более отчетливо узнаваемы, чем на карте Оронтеуса Финиуса, — отмечал Хэпгуд, — и очевидно, Меркатор опирался на иные первоисточники, нежели те, которыми пользовался Оронтеус Финиус".

И не только Меркатор.

Филипп Буаше, французский картограф XVIII века, также смог опубликовать карту Антарктиды задолго до того, как Южный континент был официально "открыт".

При этом особенностью карты Буаше было то, что она, по-видимому, основывается на картах, созданных еще раньше, причем, может быть, на тысячи лет ранее, чем те, которыми пользовались Меркатор и Оронтеус Финиус. Буаше дает точное изображение Антарктиды того времени, когда она была совершенно свободна от льда. На его карте дана подлинная топография всего континента, о которой мы не имели полного представления до 1958 года, когда были проведены подробные сейсмографические исследования в рамках Международного Геофизического года (МГГ).

Эти исследования лишь подтвердили то, что ранее продемонстрировал Буаше, публикуя свою карту Антарктиды в 1737 году. Основываясь на утерянных ныне источниках, французский академик изобразил в середине Южного континента водное пространство, разделяющее его на два субконтинента, лежащих к востоку и западу от линии, где теперь изображают Трансантарктические горы.

Такой пролив, соединяющий моря Росса, Уэдделла и Беллинсгаузена, несомненно, существовал бы, если бы Антарктида была

свободна от льда. Как показали исследования по программе МГГ-58, этот континент, который на современных картах изображается единым, является на самом деле архипелагом крупных островов, покрытым льдом толщиной в милю.

Эпоха каутографт. Многие геологи считают, что миллионы лет назад указанный пролив был свободен от льда. Однако, принято считать, что в те далекие времена не существовало человеческих существ вообще, а тем более таких, которые бы были способны заниматься точной геодезической съемкой Антарктиды. Суть же проблемы, которую ставят свидетельства Буаше/МГГ, состоит в том, что съемка этих субконтинентов была, по-видимому, действительно произведена, когда они были еще свободны от льда. И это выдвигает перед учеными дилемму: какое из двух взаимоисключающих предположений верно.

Если согласиться с ортодоксальными геологами, что прошли миллионы лет с тех пор, когда Антарктида была свободна от льда, то становится очевидной ошибочность всех свидетельств, объясняющих эволюцию человечества и накопленных выдающимися учеными, начиная с Дарвина. С этим нельзя согласиться: ископаемые останки неопровержимо доказывают, что миллионы лет назад существовали лишь примитивные предки человека - низколобые длиннорукие гомениды, неспособные решать такие сложные интеллектуальные задачи, из которых складывается картография.

Тогда, может быть, следует предположить появление неких инопланетных картографов на орбитальных станциях? Или следует прислушаться к теории Хэпгуда касательно теории перемещений земной коры? В этом случае придется признать, что Южный континент был свободен от льда, по крайней мере, 15000 лет тому назад.

Но тогда возникает вопрос: могла ли существовать в ту эпоху достаточно высокоразвитая цивилизация, способная создать карту Антарктиды? И если да, то когда и почему она исчезла?

Карты Пири Рейса, Оронтеуса Финиуса, Меркатора и Буаше вместе дают сильное (хотя и дискомфортное) ощущение, что Антарктида постоянно исследовалась в то время, когда ледниковая шапка постепенно разрасталась из центральных районов к периферии, становилась все более массивной с каждым тысячелетием, пока около 4000 года до н. э. не сковала все побережье. Соответственно карты, которыми в качестве источников пользовались Пири Рейс и Меркатор, должны были возникнуть к концу этого периода, когда в Антарктиде были свободны от льда только прибрежные зоны. Источник карты Оронтеуса Финиуса, похоже,

значительно старше и относится ко времени, когда оледенение затрагивало лишь центр континента. Источник же карты Буаше восходит к еще более раннему периоду, около 13000 года до н. э., когда в Антарктиде оледенения не было вовсе.

Шведенна Америка. Были ли другие части света обследованы и нанесены на карты в течение той же эпохи, т. е. между 13000 и 4000 годами до н. э. ? Ответ можно снова найти на карте Пири Рейса, которая содержит и другие загадки, кроме Антарктической.

- Вычерченная в 1513 году карта демонстрирует необъяснимое знание Южной Америки - и не только восточного побережья, но и Анд на западе континента, неизвестных в то время. На карте правильно изображена Амазонка, берущая начало в этих неисследованных горах и текущая на восток.

- Будучи основана на более, чем двадцати документальных источниках, относящихся к различным эпохам, карта Пири Рейса изображает Амазонку не один раз, а дважды - скорее всего, в результате непреднамеренного наложения двух источников, которыми пользовался турецкий адмирал...

- Не будучи известными до 1592 года, Фолклендские острова изображены на карте 1513 года на своей широте...

Рієєнб моря і гляциальні періоди. Некоторые другие карты XVI столетия тоже выглядят так, будто они основаны на точной съемке, выполненной во время последнего ледникового периода. Одна из них была составлена в 1559 году турецким картографом Хаджи Ахмедом, который, по мнению Хэпгуда, имел доступ к неким весьма экстраординарным картам-источникам.

Наиболее странной, чтобы не сказать потрясающей, особенностью компиляции Хаджи Ахмеда является отчетливо изображенная полоса суши шириной почти в 1000 миль, соединяющая Аляску с Сибирью. Такой мост, по мнению геологов, действительно существовал некогда на месте Берингова пролива, но скрылся под поверхностью моря в конце последнего ледникового периода.

Подъем уровня моря был вызван бурным таянием ледниковой шапки, которая быстро отступала повсюду в северном полушарии около 10000 года до н. э. Интересно, что, по крайней мере, на одной старинной карте на юге Швеции изображены ледники именно такого типа, какой должен преобладать в этих широтах. Речь идет о знаменитой "Карте Севера" Клавдия Птолемея. Составленная во II веке, эта замечательная работа последнего великого географа античного мира была утеряна на несколько столетий и вновь обнаружена в XV веке.

Птолемей был хранителем Александрийской библиотеки, величайшего собрания рукописей древности, и именно там он имел доступ к древнейшим источникам, на основе которых составил свою карту. Если допустить вероятность того, что, по крайней мере, один из его источников датируется примерно 10000 годом до н. э., становится объяснимым, почему он изображает ледники, характерные для конкретной эпохи вместе с "озерами...", очертания которых напоминают современные озера, и потоками, очень напоминающими ледниковые..., текущими от ледников в озера".

Нет нужды подчеркивать, что в римскую эпоху, когда Птолемей вычерчивал свою карту, никто на Земле и не подозревал, что некогда на севере Европы существовало оледенение. Никто не обладал такими познаниями и в XV веке, когда карта была найдена. Да и вообще непонятно, каким образом изображенные Птолемеем ледники и другие связанные с ними детали рельефа могли быть открыты либо придуманы любой известной нам цивилизацией.

Значение этого очевидно. Так же, как и значение другой карты, или, как ее иначе называли, "портолано" (слово происходит от назначения этих карт, служивших лоциями от порта к порту), составленной в 1487 году Иегуди ибн Бен-Зарой. Это карта Европы и Северной Африки основывается, возможно, на источнике, еще более древнем, чем у Птолемея, поскольку на ней ледники изображены намного Южнее Швеции - примерно на широте Англии, а Средиземное, Адриатическое и Эгейское моря показаны так, как они выглядели до таяния Европейской ледниковой шапки. При этом, разумеется, уровень моря должен был быть существенно ниже, чем в наше время. Поэтому интересно, что на карте ибн Бен-Зары в Эгейском море изображено гораздо больше островов, чем существует сейчас. На первый взгляд это кажется странным. Однако, это противоречие может быть легко снято, если источнику, которым пользовался ибн Бен-Зара, было от 10000 до 20000 лет: просто с тех пор часть островов исчезла, скрытая поднявшимся уровнем моря в конце последнего ледникового периода.

И вновь нам приходится искать следы исчезнувшей цивилизации, способной создавать удивительно точные карты удаленных друг от друга частей света.

Какая же техника, какое состояние науки и культуры требовалось для выполнения такой работы?

5. 2. 3. Слiди загубленої науки

Мы видели, что карта мира Меркатора, составленная им в 1569 году, содержит точное изображение побережья Антарктиды, свободного от льда, то есть так, как оно выглядело тысячи лет назад. Интересно, что на той же карте другой регион, а именно - западное побережье Южной Америки, изображен менее точно, чем на более ранней карте (1538 год) того же Меркатора.

Причина такого противоречия кроется в том, что при составлении своей более ранней карты географ XVI века основывался на древних источниках, а более поздний - на наблюдениях и измерениях первых испанских исследователей запада Южной Америки. Поскольку эти исследователи донесли до Европы последнюю, наиболее свежую информацию, Меркатора трудно винить. Однако, точность его работы пострадала. Ведь в 1569 году не существовало приборов для измерений долготы. Вместе с тем очевидно, что такие приборы были в распоряжении древних картографов, результаты труда которых использовал Меркатор для составления карты 1538 года.

Загадки долготы. ... Для определения долготы требуются приборы, позволяющие одновременно определить положение и время. На протяжении известных исторических эпох создание таких приборов находилось за пределами возможностей ученых, однако к концу XVIII века отсутствие их стало ощутимо сдерживать развитие судоходства... Только в конце 20-х годов талантливый английский часовщик Джон Гаррисон приступил к работе, которая привела в конце концов к созданию такого хронометра.

... капитан Джеймс Кук не смог воспользоваться хронометром во время своего первого путешествия 1768 года. Только в третьем путешествии (1778-1779 годы) ему удалось составить карту Тихого океана с впечатляющей точностью широты и долготы каждого острова и берега...

И действительно, благодаря верному определению долготы карт Тихого океана, составленные Куком, должны быть отнесены к первым образцам точной современной картографии. Более того, они напоминают нам, что для создания действительно хороших карт требуются как минимум три составляющих: дальние путешествия, первоклассное математическое и картографическое обеспечение и высокоточные хронометры.

Только после того, как в 70-е годы XVIII века хронометр Гаррисона стал общедоступным, можно было считать третье условие выполнимым. Именно это блестящее изобретение позволило кар-

тографам точно определять долготу - то, чего не могли делать ни шумеры, ни древние египтяне, ни греки с римлянами, — вообще, ни одна из известных цивилизаций до XVIII века. И именно поэтому вызывают удивление и восхищение более древние карты, на которых очертания материков указаны с современной точностью.

Тонне обладання г прилади. Эти необъяснимо точные значения координат можно обнаружить в тех же документах, о которых я упоминал, приводя их в качестве примера поразительных географических знаний, намного опередивших свое время.

Так, на карте Пири Рейса (1513 год) Южная Америка и Африка размещены на точном удалении по долготе, что является невероятным достижением, учитывая тогдашний уровень науки и техники. Правда, Пири Рейс чистосердечно признался, что его карта основана на много более ранних источниках. Может быть, он почерпнул точные значения долготы в одном из них?

Большой интерес вызывает относящаяся к 1339 году карта, получившая название "Портулан Дульсерта", с изображением Европы и Северной Африки. Здесь данные по широте идеальны на огромных расстояниях, а огромная погрешность долготы в изображении Средиземного и Черного морей не превышает половины градуса.

Профессор Хэпгуд утверждает, что автор источника, с которого копировалась карта "Портулан Дульсерта", "... располагал необходимыми средствами для одновременного определения долготы и широты. Для этого ему, в частности, необходимо было иметь точные данные об относительных долготах большого числа объектов, разбросанных на огромном расстоянии между Гэллуэем в Ирландии и восточной излучиной Дона в России". Еще одной загадкой является относящаяся к 1380 году карта Зено. На обширной поверхности, простирающейся на север до Гренландии, с удивительной точностью по широте и долготе изображены многочисленные удаленные друг от друга объекты. "Нельзя поверить, — пишет Хэпгуд, — чтобы в XIV веке кто-нибудь мог точно определить широту во всех этих точках, уже не говоря о долготе".

Заслуживает внимания и карта Оронтеуса Финиуса, где весьма точно воспроизведены относительные координаты береговой линии Антарктиды и континента в целом. Это отражает уровень географических познаний, которого не было до XX века.

Что касается карты "Портолана" Иегуди ибн Бен-Зары, ее также характеризуют очень точные значения относительных широт и долгот. Так, относительная долгота Гибралтара и Азовского моря

изображена с погрешностью не более половины градуса; общая погрешность долготы карты от края до края не превышает градуса.

Эти примеры - лишь малая часть внушительного досье, представленного Хэпгудом. По мере знакомства с его кропотливым и подробным анализом крепнет убеждение, что мы занимаемся самообманом, считая, что точные приборы для измерения долготы не существовали до XVIII столетия. Напротив, карты Пири Рейса и других свидетельствуют, что в это время соответствующие приборы были изобретены повторно, через много веков после того, как ими пользовалась некая затерянная в истории цивилизация, которая обследовала и нанесла на карты всю Землю. Более того, похоже, что эти люди были в состоянии не только сконструировать и изготовить технически совершенные механические приборы, но владели глубокими математическими познаниями.

Материки, как I зникли. ... Чарлз Хэпгуд передал свое собрание древних карт на экспертизу профессору Массачусеттского технологического института Ричарду Стрейчану. Общий вывод был очевиден, но Хэпгуда интересовало, какой конкретно уровень математических познаний требовался для того, чтобы вычертить первичные документы-источники. 18 апреля 1965 года Стрейчан ответил, что уровень требовался очень высокий. Так, на некоторых картах использовались проекции типа меркаторовой — задолго до Меркатора... Мнение Стрейчана относительно того, что указанные карты, несмотря на многочисленные напластования поколений копировщиков, отражают работу древней загадочной и технически развитой цивилизации, разделяется специалистами разведки ВВС США, к которым также обращался Хэпгуд.

... Хэпгуд обнаружил еще один важный документ — китайскую карту, скопированную в 1137 году с более раннего оригинала на каменной колонне. Эта карта содержит столь же точные данные по долготам, что и остальные. На ней такая же сетка и так же используется сферическая тригонометрия. При ближайшем рассмотрении она имеет так много общего с европейскими и ближневосточными картами, что напрашивается вывод: у них общий источник.

И вновь перед нами оказывается уцелевший фрагмент научных познаний исчезнувшей цивилизации. Более того, подтверждается, что эта цивилизация, по крайней мере в некоторых вопросах, была не менее развита, чем наша, и что её картографы "... произвели съемку практически всего земного шара с одинаково высоким техническим уровнем, одними методиками, равными

математическими знаниями и, возможно, с использованием одних и тех же приборов".

Деякі коментарі. Информация о картах мира, изготовленных в периоды раннего и развитого Средневековья, на которых изображены географические объекты, открытые нашей цивилизацией после дат составления карты, давно удивляли научный мир. Показательно, что серьезного профессионального, последовательного и комплексного раскрытия секретов карт, подобных карте Пири Рейса, не предпринималось. Почему? Удивительно, несказанно удивительно, если учитывать, что такие карты подрывают основополагающий фундамент мировой истории и естествознания, включая географию в первую очередь. Усилия Чарлза Хэпгуда и Альберта Эйнштейна не в счет, их научный авторитет не распространяется на географию: гуманитарий и физик не обладают мировоззрением профессионального географа, они не могут знать всех деталей картографирования, общегеографических процессов возникновения, развития и структуры географических объектов. Эта загадка уже сама по себе достойна самого пристального внимания.

Спрашивается, как совместить скорости и направленности эволюции разных оболочек и сфер Земли с продолжительностью 4000-13000 лет до н. э. ? Как тут интерпретировать возраст и состав донных осадков вблизи Антарктического материка? Как понимать абсолютный возраст Антарктического материкового льда? Как объяснить развитие гравитационного и магнитного поля Земли и температурные кривые океана и атмосферы? И вообще, каков профессиональный смысл изображать Антарктиду без ледового покрова? А ведь все эти вопросы, и множество других, здесь неназванных, основаны на применении объективных методов исследования, которые базируются на натурных экспериментах и законах природы. Поэтому понятна, например, недавняя публикация академика Генриха И. Швевса из Одесского государственного университета им. И. И. Мечникова в журнале "Тайны Вечности" № 1 (3), 1999 года, где он утверждает возможность составления карт мира, указанных выше в этой главе, в периоды раннего и развитого Средневековья (Китайские карты мира XI—XII веков, карты Пири Рейса, Оронтеуса Финиуса, Герарда Кремера и др.), и много раннее. Данную работу, по убеждению автора статьи в журнале, могут выполнить люди со сверхчувственным (экстрасенсорным) восприятием путем реального видения географических объектов на любом расстоянии, как это было проверено использованием дальновиде-

ния у Инго Сванна и Эдгара Кейси. Позволим привести цитату из журнала (стр. 7):

"А теперь, зная о достоверно установленном эффекте дальновидения, вернемся к карте Пири Рейса. Сенситив-картограф, обладающий эффектом дальновидения, находясь на территории Старого Света и используя изученную территорию Западной Африки в качестве экспериментального полигона (на карте она четко выделяется), "настроился" на видение границ суша-море Нового Света. Своим дальновидением он устанавливал контуры материков Америки, прилегающих островов и устья рек. В определенной картографической проекции он наносил это на бумагу. Почему Антарктида и Гренландия нанесены без ледникового покрова? Дело в том, что наш предполагаемый сенситив-картограф, скорее всего, работал методом биолокации, включающим определенную установку. В данном случае - установку на оконтуривание (отделение) территории суши от моря. И лишь на ряде участков он сосредоточивал свое внимание на возвышенностях вблизи моря. Лед же имеет существенно иное информационно-полевое отражение в пространстве, чем суша, и он был для картографа "прозрачным".

Полагаю, что читатель, особенно - студент-географ, в состоянии разобраться в подобном объяснении. Хотелось бы, чтобы в этом случае аналитическая мысль была бы направлена также и на детали карты, которым в момент картографирования придается особенно важное значение. Например, почему вдоль неизвестных берегов не показаны многие крупные острова, а показаны парусные корабли разных типов? Кроме того, что было "нулем координатной сетки"? Каким образом дальновидец установил систему параллелей и меридианов? Как получилось, что сенситив увидел реки на современном антарктическом материке? Почему ни в одной из фундаментальных географических работ Средневековья (например, у Г. Кремера, Б. Варениуса, А. Ортелия, И. Ньютона и др.) не содержится методика составления подобных карт? Почему ни один из современных сенситивов (включая Эдгара Кейси и Инго Свана) не смог обозначить контуры берегов материков и островов, в том числе и антарктических, даже зная наиболее общие черты этих контуров из школьных курсов географии? И, конечно же, рано или поздно надо будет объяснить практическую необходимость сенситивного изображения безледной Антарктиды.

.Епілог

Внаслідок вживання і використання численних матеріалів досліджень, що отримані вченими різних країн і досліджень з проблеми походження і історії розвитку Світового океану, можуть стати до нагоди деякі важливі висновки. Вони ґрунтуються на підвалинах принципу палеогеографічної, як і сьогоденної, єдності всіх природних компонентів і елементів Землі, а в першу чергу - континентів і океанів. Причому, базовими є класичні матеріали і уявлення, які розглядають походження і еволюцію Світового океану з позицій його єдності з географічною оболонкою в цілому. Деякі результати і висновки можуть здатися "застарілими", але для навчальної мети треба викладати переважно сталі, перевірені часом на даний момент результати і висновки, а дискусійні питання треба максимально вивести за межі учбової літератури. Але автор чітко розуміє, що мислення студента треба виховувати і на дискусіях. Тому в кінці цієї книжки вміщені базові уявлення про розвиток Світового океану на фоні еволюції географічної оболонки на підставі сучасних результатів вивчення явища океанізації Землі. Мушу підкреслити, що гіпотеза океанізації Землі має як позитивні, так і негативні риси, але вона має суттєві перспективи, що й викликало необхідність знайомства з нею.

Світовий океан є не тільки безперервна водна оболонка, але й рельєфне "вмістилище" води, або величезне улоговиння. Отже, першочергове значення має розглядання еволюції земної кори, яка поділяється на океанічну і материкову. Між ними розташовані своєрідні "зони переходу" дна, де упродовж розгортання процесів взаємодії двох типів кори відбувається переробка океанічної земної кори в материкову. Саме походження і механізми утворення океанічної кори є одним з наріжних каменів походження і еволюції Світового океану. В географічній літературі це питання аналізується з різноманітних позицій, що побудовані на підставі двох гіпотез, що зараз вважаються

провідними: гіпотези тектоніки літосферних плит і класичної геосинклинальної гіпотези. Відповідно, названі позиції отримали назви *"мобілістської"* і *"фіксистської"*. Та і інша мають прогресивні перспективні риси, але також і риси, що гальмують удосконалення наших знань про планетарний розвиток геологічних явищ. Упродовж останніх років відбувається осмислення названих двох гіпотез, з урахуванням і інших точок зору. Бачиться, що в наступному може бути вироблена деяка оптимальна, єдина точка зору щодо походження дна Океану. Серед такого роду гіпотез треба вказати на гіпотезу конденсаційного походження Землі і її гідросфери.

Провідною особливістю океанічної кори є відносно невелика товщина (до 5-7 км) і практична відсутність гранітного шару. Вона складається з двох сумісних шарів - осадкового (від 0,2-0,5 км до 3,0 км) і базальтового (3-12 км). Між ними розташовується так званий "шар переходу", який сягає товщини 0,7-1,5 км. На відміну від океанічної, материкова кора відрізняється великою товщиною, - від 30-40 км в кордонах рівнин і до 70-80 км під гірськими областями. Цей тип кори складається з трьох сумісних шарів, які відрізняються за параметрами щільності. Перший з цих шарів є осадковим (товщина 2-10 км), другий є гранітним (10-20 км), третій є базальтовим (15-20 км, місцями - до 40 км). Гранітний шар складається кристалічними породами кислого складу, бо в ньому зміст окису кремнію перевищує 65%, а базальтовий - основними породами (зміст окису кремнію менше за 55%).

Як і в межах суходолу (на поверхні континентів і островів), рельєф дна Світового океану вміщує в себе тотожні, аналогічні за морфологією і генетикою форми рельєфу, їх елементи і різноманіття. В першу чергу, до них відносяться геоструктури і геоскульптури різних рангів і параметрів. Серед мегаформ визначаються по-перше підводні окрайки материків, перехідні зони дна, глибоководне улоговиння та серединні хребти. В свою чергу, кожна з цих мегаформ зазнає сепарації на вторинні структури, наприклад: шельф, материковий схил і материковий підсхил є складовими елементами підводної окрайки материків. Різноманітні відповідні форми рельєфу є складовими частинами і інших мега-тектур, інших глобальних мегаспоруд. А вторинні, в свою чергу, складаються з хребтів, кряжів, гір, рівнин, узвищень, котловин, каньйонів, тренчів та інших, як і на поверхні материків і островів,

що було доведено вперше професором В. П. Зенковичем в 1946-1949 рр. під час складання різноманітних планшетів Гіпсометричної карти СРСР і оточуючих морів.

Отже, виявилось, що за своєю складністю рельєф дна Океану мало чим відрізняється від суходільного рельєфу. Досить часто величини вертикального почленування і вертикальні межі глибин на дні Океану є більшими за ті, що розташовані на поверхні континентів. Формування рельєфу дна Океану, як і всієї нашої планети, відбувається за участю ендегенних і екзогенних факторів і процесів. Ендегенні сили проявляють себе в вигляді землетрусів, вулканічних вивержень, повільних і неквапливих вертикальних і горизонтальних тектонічних рухів земної кори й т. і. До екзогенних факторів і процесів відносяться: різноманітні течії, мулясті потоки, хвилювання моря, припливи, діяльність морських організмів тощо. Широко розповсюдженим є своєрідний механізм підводного вивітрювання.

Океанічне улоговиння, що є утвореним сукупністю ендегенних і екзогенних факторів і процесів, заповнювалося водою хоча і упродовж всієї історії формування нашої планети, але з різною інтенсивністю. На перших стадіях формування планети і утворення Океану ще в протерозойський час надійшов максимум кількості води, за кількістю це було близько сучасної. Згодом водний баланс відчував коливання навколо кількості названого максимуму в бік підвищення чи в бік зниження, а тому завжди активізація рельєфоутворення, гороутворення і фізико-хімічних процесів в межах земної кори обумовлювала природу глобальних трансгресій і регресій Океану. З позицій гіпотези літосферних плит, вертикальні рухи платформ є в стані кореляції з періодичним розігріванням і охолодженням верхньої мантиї під материками, що й приводить до найзагальнішої ритмічності глобальних трансгресій і регресій. Поки що неясно чому, але така ритмічність відбувається через один тектонічний цикл. Дійсно, упродовж фанерозою салаїрській складчастості 530 млн років тому відповідала кембрійська регресія морів; каталонській складчастості 395 млн років тому - девонська трансгресія; герцинській складчастості з віком 250 млн років - пермська регресія; кіммерійській складчастості, що завершилася 95-100 млн років тому - крейдова трансгресія; нарешті, сучасному, альпійському ритму також відповідає загальна регресія морів, що, бачиться, зростає упродовж часу.

Диференціація і дегазація мантиї Землі в більшості випадків визнається в якості тільки одного механізму утворення гідрос-

фери, в тому числі і шару Світового океану. На початкових стадіях розвитку Землі (приблизно 4 млрд років тому) в складі первісного океану містилося менше за 1,6% від сучасного об'єму води. Далі на протязі часу, в межах минулих десятиків мільйонів років параметри мас води в Океані поформувалися остаточно, а кількість води пересічно і в цілому стабілізувалася. Упродовж кайнозою відбувалися тільки деякі коливання рівня Океану під впливом переважних змін водного балансу та вертикальних тектонічних рухів блоків земної кори на узбережжі і на дні водних басейнів. Фактори і процеси формування води і наповнення нею улоговини Океану мають ту ж природу, що й розвиток рельєфу і дна і формування земної кори.

Поряд з кількістю води в Океані, певної еволюції зазнали величини солоності і хімічного складу води. Первісний Океан був насичений сполуками вуглецю і кремнезему, а океанічні води мали кислотну реакцію. Втрати вуглецю, засвоєння та сполучення сильних кислот під впливом сильних основ та слабких кислот, виникнення життя та вироблення в цьому зв'язку кисню в атмосферу обумовило змінення відновлювальних обставин на обставини окислювальні. Після кембрію сольовий склад морської води впритул наблизився до сучасного. Відтоді гідрохімічні характеристики морської води (поряд з кількістю води, що надходила) відчували деякі режимні і ритмічні зміни відносно до рівня деякої пересічної величини, в відповідності до розвитку тектоно-магматичних епох і форм життя в фанерозої. Упродовж останніх десятиків мільйонів років дуже важливими процесами регулювання і дотримання динамічної стабільності гідрохімічного стану морської води вважається: розкладання, роз'єднання і дезінтеграція солей на прості елементи, пов'язання хімічних елементів в сполуки та вилучення їх з сольового кругообігу, трансформація солі живими організмами, солеобмін з атмосферою і суходолом, насичення хімічними елементами донних осадків і розчинення гірських порід (першочергово - карбонатних) на дні океанів і морів в умовах перманентних осциляцій температурного режиму атмосфери і морської води. До того ж Океан, як глобальна динамічна система, від початку свого існування зробив суттєвий внесок в формування континентальної земної кори.

Отже, за сучасними уявленнями, процеси періодичності є тим імпульсом, "поштовхом", який переважним чином конт-

ролює шлях еволюції різного рівня і ієрархічної організації. Явище періодичності загальнопланетарних епох тектоно-магматичної активності, крізь механізм ритмічної густинної конвекції мантиї, пов'язано з коливаннями напруги гравітаційного поля Землі. Останнє можна визнати як досить серйозні причини для підтвердження припущення про дискретність процесів виплавлення земної кори і дегазації мантиї упродовж часу. Сукупність матеріалів досліджень доводить тверду ритміку цих процесів. Таким чином, сучасна модель виникнення і розвитку Світового океану базується на таких конструктивних уявленнях:

1. Уявлення про синхронність кардинальних епох тектоно-магматичної активності Землі та періодів інтенсивної дегазації (точніше - дегідратації) мантиї, з якими щільно пов'язане активне надходження води в Світовий океан.

2. Вірогідний зв'язок між масою "базальтового" шару континентальної кори і масою Світового океану, що синхронізуються загальнопланетарними факторами і процесами в межах єдиної природної системи Землі.

3. Упродовж всієї історії Землі виробилися механізми різних типів ізостатичної компенсації маси Світового океану за допомогою і участю маси материків.

Історія Світового океану невід'ємно пов'язана з виникненням та історією життя на Землі взагалі і в Світовому океані зокрема. Саме Океан визнається як "колыска життя", починаючи від полімерів-синтезаторів білків і до ссавців гомоїдів. Майже 3,5 млрд років тому (близько 77% терміну існування Землі) виникла можливість подальшого відтворення органічних речовин біогенними шляхами, а в той же час абіогенний засіб відходить на задній план. Як результат, відбувся подальший велетенський кількісний вибух зростання органічної речовини і склався його визначальний вплив на отримання атмосферою кисню, сильний вплив кисню на зміст атмосфери, на кругообіг маси речовин в шарі океанічної води, на характер поверхні літосфери, на формування кори континентального типу, а тому, не виключається, і на активізацію перерозподілу густоти планетної речовини і гравітаційних процесів в надрах. Вже в докембрії існували всі типи тварин і було збудоване єдине філогенетичне "дерево життя". Будь-який подальший таксон біологічної систематики вже не міг виникнути сам по

собі, він обов'язково ґрунтувався на "досвіді" попередників. Упродовж терміну фанерозою (палеозой-мезозой-кайнозой) не виникло жодного нового типу тварин та лише з'явилася невелика кількість нових класів.

Провідні типи рослин (вірогідно, без квіткових) вже також існували в ріфейський час. Рослинність, починаючи від мікроскопічних синезелених водоростей (цианофітів), з'явилася на Землі приблизно 3,5 млрд років тому. До початку фанерозою (близько 600 млн років тому - табл. 1 і 2) концентрація кисню в атмосфері, яка пов'язана переважно з діяльністю рослин, сягнула 1% від сучасної. В ордовіку (500-440 млн років тому) концентрація кисню підскочила до 10%; виник озоновий екран, що відкрило безмежні можливості перед еволюцією життя на Землі взагалі, і в Океані - зокрема, зазнав перебудови механізм кругообігу речовин між Океаном, суходолом і атмосферою, удосконалився механізм перерозподілу маси в надрах планети.

Розглядання і аналіз загальних рис розвитку Світового океану з його водним шаром, з процесами взаємодії з атмосферою, біосферою і літосферою веде до висновку, що газовий склад атмосфери, маса і сольовий склад океанічної води, загальна схема структури життя в Океані склалися вже на початку фанерозою. Життя в Океані характеризується біогеоценотичною структурою, тому що поняття "біогеоценозу" охоплює повний комплекс природних умов Землі. В нього включаються також "літогенна" і "морфогенна" бази - елементи геологічних і геоморфологічних умов існування та мешкання. Упродовж існування морської фауни і флори вони були свідками, супутниками та учасниками всіх змін, що відбувалися в природній системі Океану. Жодного питання в історії Океану не вирішувалося без участі фауни і флори, та жодний природний об'єкт не залишив нам такої великої кількості і різноманіття відбитків щодо різноманітних перегинів і карколомів в долі Океану.

Поряд з традиційними, звичними, класичними уявленнями про започаткування і подальшу еволюцію Світового океану протягом недавніх 20-30 років все більшого поширення зазнали нетрадиційні уявлення і висновки. До них, по-перше, відносяться наукові положення про океанізацію Землі. Ця теорія виникла і отримала серйозну теоретичну базу після обробки і усвідомлення матеріалів глибоководного свердлован-

ня на дні океану за даними 509 свердловин з довжиною керну від 600 до 1700 м, після аналізу Океану як відкритої природної системи, після кількісної оцінки водного балансу Океану з урахуванням утворення "вільної води" в земній корі і процесів фотолізу в верхніх шарах атмосфери, після усвідомлення дещо іншої структури і динаміки земної кори. Дуже важливо, що більшість наукових фактів, які не мали задовільного пояснення, в межах цієї теорії пояснюються і мають добру кореляцію.

По-друге, певного інтересу набула точка зору про загадкові карти давніх цивілізацій. Коли час їх складання є справжнім, напевним, то як в цьому випадку визначати вік Світового океану, як пояснити процеси еволюції земної кори, клімату, водного шару, форм і типів життя? Багато що тут неясно, можна тільки фіксувати самі факти, але вони поки що не мають наукового пояснення. Проте, таку інформацію ми наводимо, щоб читач знав про існування не тільки класичних уявлень і точок зору, але й нових і нетрадиційних.

Викладання матеріалу цього навчального посібника суттєво полегшилося в зв'язку з розробкою спеціального термінологічного словника. Справа в тому, що морські географічні науки взагалі пройшли повз українську мову за різними причинами. Тому треба було визначити суттєве коло термінів, які найбільше часто вживаються в фізичній географії Світового океану і океанології. Виявилось, що значну частину термінів можна запозичити в суміжних галузях географії, а деякі в переліку термінів були відсутні. Тому за допомогою філологів-україністів вдалося запропонувати такі терміни, вперше ввести їх в українську географічну мову. В нашому словнику паралельно наводяться аналоги таких термінів російською і англійською мовою, що буде сприяти інтеграції української науки в всесвітню наукову спільноту і засвоєнню українськими географами досягнень світової географії. Всього наведено майже 460 термінів, що може бути стартом до створення більш повного термінологічного словника в майбутньому.

Л і т е р а т у р а

1. Бадюков Д. Д. Древние береговые линии как индикаторы уровня моря / Изменение уровня моря. Под ред. П. А. Каплина, Р. К. Клиге, А. Л. Чепалыги. - Москва: Изд-во Московск. унив. , 1982. - С. 35 - 59.
2. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли. Идеи и действительность: проблемы глобальной тектоники. - Москва: Наука, 1973. - 366 с.
3. Белоусов В. В. Геотектоника. - Москва: Изд-во Московск. унив. , 1976. - 333 с.
4. Богданов Ю. А., Каплин П. А. , Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. - Москва: Мысль, 1975. - 175 с.
5. Валяшко М. Г. Эволюция химического состава воды океана / История Мирового океана. - Москва: Наука, 1971. - С. 97 - 104.
6. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. - Москва: Наука, 1967. - 215 с.
7. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков фанерозоя (по палеомагнитным и геологическим данным). - Москва: Наука, 1978. - 122 с.
8. Григорьев С. М. , Емцев М. Т. Скульптор лика земного. - Москва: Мысль, 1977. - 191 с.
9. Гуделис В. К. , Емельянов Е. М. , Шуйский Ю. Д. и др. Геология Балтийского моря. - Вильнюс: Мокслас, 1976. - 336 с.
10. Добровольский А. Д. , Лебедев В. Л. Географическая структура океана // Земля и Вселенная. - 1977. - № 1 - С35-41.
11. Дрейк Ч. , Имбри Дж. , Кнаус Дж. , Турекьян К. Океан сам по себе и для нас. - Москва: Прогресс, 1982. - 470 с.
12. Дрейф континентов, горизонтальные движения Земной коры / Под ред. С. К. Рапкорна. - Москва: Мир, 1966. - 232 с.
13. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. - Москва: Наука, 1972. - 214 с.
14. Зенкевич Л. А. К вопросу о древности океана и его фауны / История Мирового океана. - Москва: Наука, 1971. - С. 77 - 83.
15. Клиге Р. К. Изменение уровня океана. - Москва: Наука, 1985. - 247 с.
16. Лебедев В. Л. , Айзатуллин Т. А. , Хайлов К. М. Океан как динамическая система. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. - 205 с.
17. Леонтьев О. К. Дно океана. - Москва: Мысль, 1968. - 320 с.
18. Леонтьев О. К. Физическая география Мирового океана. - Москва: Изд-во Московск. унив. , 1982. - 201 с.
19. Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли / Бюллетень МОИП. Отдел, геол. - 1965. - Т. 40. — Вып. 1. - С. 5 - 27; Вып. 2. - С. 5—21.
20. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. - Москва: Мир, 1966. - 272 с.
21. Монин А. С. История Земли. - Ленинград: Наука, 1977. - 228 с.
22. Монин А. С. , Каменкович В. М. , Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. - 262 с.
23. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. - Москва: Наука, 1975. - 176 с.
24. Опарин А. И. Возникновение жизни в океане / Океанография. Под ред. Л. А. Зенкевича. - Москва: Прогресс, 1965. - С. 101 - 108.
25. Орленок В. В. Геоморфология дна океана. - Калининград: Калининграде^ обл. изд-во, 1976. - 144 с.
26. Орленок В. В. Физика Земли, планет и звезд. - Калининград: Калинингр. Обл. изд-во, 1980. - 174 с.
27. Раст Х. Вулканы и вулканизм. - Москва: Мир, 1982. - 344 с.
28. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. - Москва: Недра, 1974. - 185 с.

29. Степанов В. Н. Природа Мирового океана. - Москва: Просвещение, 1982. - 192 с.
30. Ушаков С. А. Природа генеральных форм рельефа дна океана / Комплексные исследования природы океана: Вып. 6. Под ред. К. К. Зеленова. - Москва: Изд-во Московск. унив., 1979. - С. 75 - 97.
31. Федьинский В. В. , Ушаков С. Л. , Шибалин Н. А. Возраст дна Мирового океана по геофизическим данным // Доклады АН СССР. - 1972. - Т. 204. - № 6. - С. 1442 - 1446.
32. Физическая география Мирового океана / Под ред К. К. Маркова. - Ленинград: Наука, 1980. - 362 с.
33. Филиппов Е. М. О развитии Земли и биосферы. - Москва: Знание, 1990. - 48 с.
34. Шепард Ф. П. Морская геология. - Ленинград: Недра, 1976. - 488 с.
35. Шепард Ф. Л. , Дилл Р. Подводные морские каньоны. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1972. - 354 с.
36. Штилле Г. Пра- и неоокеаны / Избранные произведения. Под ред. А. Л. Яншина. - Москва: Мир, 1964. - 887 с.
37. Шуйский Ю. Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. - 240 с.
38. Шукин И. С. Общая геоморфология. -Москва: Изд-во Моск. унив. , 1960. - 320 с.

СТИСЛИЙ АНГЛІЙСЬКО-РОСІЙСЬКО-УКРАЇНСЬКИЙ

с л о в н и к

термінів з фізичної географії Світового океану

Абіссальна рівнина - абиссальная равнина - abyssal plain
 Абразія - абразия - abrasion (sea-wave erosion)
 Айсберг - айсберг - iceberg
 Акула - акула - shark *or* selachian
 Акумуляція (аккреція) - аккумуляция - accumulation (accretion)
 Амії - амии - amidae
 Бабка - стрекоза - dragon-fly
 Багатоклітинні - многоклеточные - metazoans
 Багатопагорбкові - многобугорчатые - multituberculates
 Багаторічно мерзлі шари відкладів - слои многолетнемерзлых отложений - permafrost deposits (permafrost sedimentary rocks)
 Багнасті вулкани - грязевые вулканы - mud volcano *or* mud cone
 Банка (обмілина) - банка (мель) - bank (shallow bank)
 Бенч - бенч - bench
 Безхвості мавпи - бесхвостые обезьяны - anurans (ecaudates)
 Безчерепні - бесчерепные - ascania
 Береги піднесення - поднятые береговые линии - emerged shores
 Берегові акумулятивні тераси - береговые аккумулятивные террасы - beach plains
 Берегові акумулятивні форми - береговые аккумулятивные формы - aggradational features
 Білий корал - белый коралл - white corall (madrepore acroporite)
 Білязрізовий - приузоровый - shore-linear *or* near shore-line
 Блокування (від хвильової дії) - блокировка (от действия волн) - blockation *or* blocking
 Блокуючі острови (бари) - блокирующие острова (бары), береговые формы класса *островных* - barrier islands (beach barriers)
 Брила - глыбы - blocks (lumps)
 Брилове мостиння - глыбовая отмостка - lampy bottom pavement
 Бриловий бенч - глыбовый бенч - submarine block bench
 Буна - буна - groin

Вал витиску - вал выпирания - embankment of protrusion
 Верствяний льод - пластовый лёд - laminate (or stratum) ice
 Вздож спрямовування - вдоль простирания - along the strike
 Вздожбереговий потік наносів - вдольбереговой поток наносов - alongshore drift flow (in shore zone)
 Взірцювання - опробование - sampling *or* testing
 Відгалуження - ответвление - arm (branch)
 Відгілля (суперсник): каньона, фіорда, затоки, коси тощо - отвершек: каньона, фьорда, залива, косы и др. - branch *or* link: of canyon, fjord, bay, spit etc.
 Віддальна кінцівка (віддальниця) - дистальная оконечность (дисталь) - distal side (of the spit)
 Відклади (відкладення) - отложения - deposits (sedimentary rocks)
 Відзмикувий кут - угол с подветренной стороны поперечного сооружения - updrift corner
 Відливні явища - отливные (приливно-отливные) явления - tidal occurrence
 Відмерлення (дія) - отмирание (клифа, косы) - deading (cliff, spit, terrace)
 Відмерлі кліфи - отмершие клифы - dead cliffs
 Відмерлість (властивість) - отмирание (свойство) - dead
 Відмілина (відмілля, обмілина) - отмель (мель) - shallow (bank, shoal)
 Відножина (висуванець) - структурный выступ рельефа - indigenous foreland
 Відносні коливання рівня морів і океанів - относительные колебания уровня морей и океанов - relative changing of level of seas and oceans
 Відсип наносів (штучний) - отсыпка наносов (пляжевая) - nourishment
 Відсип пляжовий - пляжевая отсыпка - face of beach berm
 Відсипання (наносів) - отсыпка (наносов на пляж, па подводный склон) - natural dumping, putting
 Відсиповий - осыпной - taluseous *or* scree-body
 Відслонення - обнажение - natural exposure
 Відталій - оттаявший (лёд) - thaw (ice)
 Відтинок - отрезок, звено - piece *or* partion
 Вісьмопроміневий корал - восьмилучевой коралл - alcyonarian coral
 Вітрова течія - ветровое течение - wind-generated current
 Вітропіщаний (еоловий) потік - ветропесчаный (эоловый) поток - wind-sandy flow (aeolian flow)

Вітростала (вітроопірна) поверхня - ветроустойчивая поверхность на дефляционных участках песчаных аккумулятивных форм на морских берегах - wind-steady surface (wind-resistance surface)
 Вибрювання (льодове, бороздяне, плоскине) - выпаживание (ледовое, бороздовое, плоскостное) - scouring (glacial excavation, linear exaration, sheet exaration)
 Вибухова течія - разрывное течение - rip current
 Вибухове виверження - взрывное извержение вулкана - explosive eruption
 Вивержена брекчія - изверженная брекчия - igneous breccia
 Вивірчування - высверливание - stone-drilling
 Вид - вид - species
 Видолинок - мелководный донный желоб - gully
 Виломлювання - выламывание - breakment
 Вимірні роботи - промерные работы - sounding *or* sea-bottom surveying
 Выпукло-ввігнутий пересік - выпукло-вогнутый поперечный профиль - mixed convex-concave profile
 Високість склепіння - высота свода - summit height
 Виспадиість - выполаживание - decliviting (gentle-making)
 Виспадиистий - выположенный - planned *or* smooth
 Висуванець - выступ - foreland or promontary (headland)
 Висунення - выдвижение, нарастание - promotion (protruding, progradation)
 Вихорові течії (з вертикальною віссю) - вихревые течения (с вертикальной осью) - vortical currents (with vertical axes)
 Виярок - ложбина - stria, rill, furrow, hollow, runnel (ерозійний - wash-out rill; міжваловий - rannel; зморшок - furrow; яр - borrow)
 Виярок підводний - ложбина подводная - submarine (underwater) hollow
 Вмістилище озерне - днище озера, наполненное водой - bed-lake *or* couch (stock)
 Водозбиральний басейн - водосборный бассейн - catchment basin
 Впересік спрямовування - вкрест простирания - crosswise in extension (capwise)
 Вториннороті - вторичноротые - deuterostomatous organisms
 Вулканічний шлак - вулканический шлак - scoria
 Гайот - гайот - guoyot
 Галькова свердлинка - эворзионный котел - whirlpool-hole (kettle-hole)
 Геоїдальна еустація - геoidalная эвстазия - geoidal eustasy
 Гирло - прорва - inlet
 Гідравлічна великість (зерність) - гидравлическая крупность - hydraulic size

Гідроізостатичні коливання рівня океану - гидроизостатические колебания уровня океана - hydroeustasical changes of sea level
 Гірське підводне пасмо - подводная горная гряда - sea-mount range
 Глибоководна котловина - глубоководная котловина - deep-sea basin
 Глибоководна тераса - глубоководная терраса - deep-sea terrace
 Глибоководні хвилі - волны глубокого моря - opened sea (deep-sea) waves
 Глибоководний канал - глубоководный канал - deep-sea channel
 Глибоководний конус скиду - глубоководный конус выноса - deep-bottom (deep-sea) cone
 Глибоководний шлейф осадків - глубоководный шлейф осадков - deep-sea (deep-bottom) fan
 Гляціація - оледенение - glaciation
 Гляціоізостатичні рухи (узбережжя і морського дна) - гляциоизостатические движения (побережья и морского дна) - glacial-izostatic movement (of coast and sea-floor *or* sea-bottom)
 Голкошкірі - иглокожие - echinoderms
 Головоногі - головоногие - cephalopods
 Головохордові - головохордовые - cephalochords
 Голоценова трансгресія - голоценовая трансгрессия - Holocenic transgression
 Гострокутовий - остроугольный - oxagonal
 Гостроребри (костисті) - костистые рыбы - teleosts (bony fishes)
 Гребінь - остроугольная форма профиля - crest
 Гризуни - грызуны - rodents
 Групова швидкість хвиль - групповая скорость волн - wave group velocity
 Губки - губки - sponge
 Густина (на відміну від густини - густи) - плотность - density *or* solidity
 Густиністі течії — плотностные течения - dencity currents
 Двобічне живлення - двустороннее питание (наносами) - two-side sediment nutrition
 Дводишні - двоякодышащие - dipnoan (dipnoous fishes)
 Двостулкові - двустворчатые - bivalves
 Двосхилловий повнопрофільний пляж - двусклонный пляж полного профиля - gable profile beach
 Дельта - дельта - delta
 Дельтова протока (річище) - рукав речной дельты - arm, branch
 Джгутикові - жгутиковые - flagellates (mastigophores)

Дзєндзики - вторичные косы дистали - fan-shoped generation (cusplate small spits along distal side of a big spits)
 Дзьобоголові - клювоголовые - rhynchocephalians
 Довгоп'яті - долгопяты - tarsoids
 Довічно змерзлі відклади - вечномёрзлые отложения - permafrost deposits
 Долина - долина - valley (stal)
 Домішок - примесь - admixture
 Достиглість - зрелость - ripeness
 Дрібнення - раскалывание (обломков породы) - cracking (split)
 Друмліни - друмлины - drumlins
 Еруптивний - эруптивный - eruptive
 Ескарп - уступ - escarpment
 Жилавий - жильный - veined
 Журавці (журавчики) - песчано-карбонатные стяжения - loess dolls (lime nodules)
 Забагновані береги - заболоченные берега - swamped shores (coasts)
 Забагнувати - превратить в болото - to do swamping
 Завалювання (хвиль) - забурунивание (падающий бурун и рассыпающийся бурун) - wave breaking
 Завалювання впадаюче - падающий бурун волны - plunging breaker
 Завалювання з розсипом - рассыпающийся бурун волны - spilling breaker
 Завітряний (кут, бік, частина, ділянка, тощо) - подветренный (угол, сторона, участок и др.) - down-drifting corner (side, part, site, etc.)
 Завислі форми рельєфу (з класу вільних) - формы класса свободных - distalling class of accumulative forms (distalling forms of relief)
 Загин (загинання) - перегиб кривой на поперечном профиле - bend of profile, profile (slope) discontinuity *or* crest of curve
 Заглибника - углубление - hole *or* hollow
 Заглиблений - погребенный - buried
 Загострений підводний пік - остроконечная вершина - sea-peak (pinnacle)
 Загребба (загребний вал) - подводный вал - nearshore bar (radge), shoreface bar
 Залишинець - останец (тектонический, абразионный, эрозионный и др.) - buttle, remnant *or* outlier (tectonic, abrasive, erosive etc.)
 Замежована котловина - замкнутая котловина - caldron
 Замулити - заилить (канал, карьер, дно и др.) - mud drifting *or* mudding (within chanal, quarry, bottom etc.)

Занурені (затоплені) берегові лінії - погруженные береговые линии - submerged shorelines
 Западина - впадина - depression
 Запіщанити - занести песком - sanding (sand drifting)
 Заплесковці (заплескові форми) - формы штормового заплеска на тыльной стороне баров, пересыпей, кос - inner shoals along lagoonal side of bar, barrier, spit etc. ; secondary forms of washover lagoonal side
 Заповільнення (хвильової енергії) - затухание (волновой енергии) - attenuation (of wave energy)
 Зарівнювання - выравнивание - planning (smoothing)
 Зародок - зачаток - rudiment *or* embryo (embrional coastal relief form)
 Затилля (бара, коси) - тыльная сторона (бара, косы) - back side (bar, spit)
 Затирання (тертя) - истирание - reducing
 Защільнення - уплотнение - compaction
 Звалення - обвал - collapse *or* fall
 Звивистість - извилистость - twisting (winding)
 Здіймання (підйом) рівня моря - повышение (подъем) уровня моря - sea level rise (uplift)
 Землетрус - землетрясение - earthquake
 Землетрус вибухового типу - землетрясение взрывного типа - explosion earthquake
 Земноводні (плазуни) - земноводные - amphibious
 Зірка морська - морская звезда - starfish
 Зішкрябання абразійне - абразионная шлифовка - abrasive scraping *or* filing
 Змерзнення - смерзание (замерзание) - freezing (regelate)
 Змиковиця (змикова тераса) - прислоненная терраса во входящем углу - updrift-side terrace
 Зморшки (рифелі) - песчаная рябь (рифели) - ripples (ripple marks)
 Змулений - взвешенный (нанос) - suspended (drift *or* sediment)
 Зона розколин - зона разломов - zone of fracture (fault)
 Зріз (лінія зрізу) - урез (линия уреза) - shoreline
 Зрушівні хвильові швидкості - сдвигающие волновые скорости - budgeing wave velocities
 Зсипання - осыпание (обломочного материала) - crumble of debris
 Зсипи - осыпи - cliffside waste, coastal debris
 Зсув - оползень - landslide
 Зсувний витискуванець - оползневой вал выпирания - protrusive rampart (of landslide)
 Зубчасті береги - зубчатые берега - indented *or* crenulate shores

Зябродишні - жабернодышащие - branchiopneustans
 Каміняста тераса - каменная терраса - rock terrace
 Каспи пляжові - пляжевые фестоны {мікрокаспи - микрофестоны - real cusps; мезокаспи - мезофестоны (оффсеты) - offsetts; макрокаспи - макрофестоны (сверхдлинные фестоны) - hypercusps, biggest offsetts} - beach-cusps
 Качкодзьоб - утконос - duck-bill *or* platypus
 Кекур - кекур - skerry
 Кільчасті черви - кольчатые черви - annelids
 Кінцеве завалювання хвиль - конечное обрушение волн - surf, final breaking of waves
 Кінцівка зсуву - язык оползня - tongue of landslide
 Кінчастий (спилястий) - остроконечный - pointed *or* cusped
 Кісткові риби - костные рыбы - osteichthyes
 Кистепері - кистеперые - crossopterygians (tassel-finned fishes)
 Кишководишні - кишечнодышащие - enteropneustans
 Кишковопорожнинні - кишечнополостные - coelenterates
 Клешньовусі - клешнеусые - chelatecerans
 Кліматична температура повітря (води) - климатическая температура воздуха (воды) - long-term average (climatic) temperature of air (water)
 Клітковина - клетчатка - cellular tissue
 Кліф (активний, відмерлий, абразійно-пообвалювальний, абразійно-зсувний, абразійно-денудаційний, тощо) - клиф (активный, отмерший, абразионно-обвальный, абразионно-оползневой, абразионно-денудационный и др.) - cliff (active, dead, falling, landsliding, denudative etc.)
 Колові прибережні течії - круговые прибрежные течения с вертикальной осью - nearshore circular vortex *or* vortical currents
 Комахи - насекомые - insects
 Компенсаційні протинапрямкові хвильові течії (в шарі проміжних глибин) - компенсационные волновые течения в береговой зоне моря - compensating upcurrents (of nearshore zone)
 Континентальна флексур - континентальная флексур - continental flexure
 Копінний - нагуженно-напряженный (насыщенный) (вдольбереговой поток наносов) - loading *or* saturated (alongshore drift flow)
 Копіння - запаси наносов в береговой зоне моря - supply *or* reserve (of shore zone sediments)
 Копитні - копытные - ungulates
 Котні - "песчаные щитки" - sand fences
 Котловина - котловина - basin

Кошарки (вздовжберегові літодинамічні кошарки) - вдольбереговые литодинамические ячейки ("системы") - alongshore lithodynamical cells ("systems")

Кратер вибуху - взрывной кратер (эруптивный) - explosion crater (eruptive)

Крем'янистий - кремнистый - flintly

Кремний - кремний - flint

Кресенти бухтові - береговые дуги - arcs of bay (harbour)

Кривульниця (кривульна коса) - петлевидная коса - cusplate-crescent bar *or* cusplate noose-type (crescent) spit

Крига - льдина (лед морской) - sea-ice (ice sheet)

Крижаний - ледовый ("льдинный") - icy *or* glacial

Крилові зони хребтів - зоны крыльев хребтов - marginal limbs

Крильцевий мис - крылатый мыс - winged-foreland

Кругооберти води (циклонічні) - круговороты воды (циклонические) - convection *or* succession (cyclonic)

Кругоперетворення (речовини) - обращение (вещества) - convection *or* circulation of substances

Крутість (присхилість) - крутизна (приглубость) - steepness

Купниця пляжова - пляжевый уступ размыва - beach scarp *or* beach run-g-berm

Купол (шатро) - купол - dome

Кутність (уламків, наносів) - угловатость (обломков, наносов) - angularity *or* angulation

Кутняний уламок - угловатый обломок - debris *or* angular fragment

Кучугури піщані - "передовые" береговые дюны ("авандюны"), начальные эоловые формы на морском берегу - frontal shore dunes ("avandunes")

Ледащинці - ленивцы - sloths (tree sloths)

Локально-поодинокі класифікації - частные классификации - local *or* branch classifications

Лопатепері - лопастеперые - lobe-finned fishes

Лопать - лопасть - blade, vane *or* fan

Лускаті - чешуйчатые - squamates

Лушпина (льдова, снігова, мулова та ін.) - корка (ледяная, снеговая, грязевая и др.) - crust *or* rind (icy, snow, muddy etc.)

Льодистість - льдистость (вечномерзлых осадочных пород в криолитозоне) - content of ice (ice volume in permafrost deposits)

Магматичне виверження - магматическое извержение вулкана - magmatic eruption

Мадрепоровий корал - madreпоровый коралл - madreпore coral

Маргінальні (окрайкові) хвилі - краевые волны - edge waves

Материкова відмилина - материковая отмель - continental shelf

Материковий схил - материковый склон - continental slope

Материковий підсхилок - подножье материкового склона continental rise *or* base

Металонаявність - металлоносность - presence of metal *or* metal content

Мінералогічна провінція - минералогическая провинция - minéralogie province

Моребічний - мористый (в отличие от бережного) - seaside *or* maritime (seaward)

Моребічник буни - оголовок буны - distal side of groin (seaward end of groin)

Морський ескарп - подводный обрыв - seascarp

Мостиння (валунне, скелясте, уламкове, тощо) - отмостка (валунная, скальная, грядовая и др.) - bottom boulder (rocky, range etc.) pavement

Моховатки - мшанки - bryozoans (moss animals)

Мулля - взвесь (в толще воды) - suspension *or* water dust

Мулясті потоки - мутьевые потоки - suspensive flows (muddy currents)

Набереговий - бережной (в отличие от мористого) - shoreside *or* landward

Надвітряний (бік, кут, ділянка, частина, тощо) - наветренный (угол, участок, часть, сторона и др.) - updrift (side, corner, site, part etc.)

Надзрізовий вал - приурезовый вал - longshore bar in breaker zone

Назмиковний кут - "входящий угол" с наветренной стороны между направлением береговой линии и искусственным или естественным выступом - updrift corner

Найпростіші - простейшие - protozoans

Накат - прибой - surf *or* breaker

Накатні биття - прибойные биения - surf beats

Накатні позначки - волноприбойные знаки - swash marks

Накатний потік (прямий і зворотний) - прибойный поток (прямой и обратный) - surf flow *or* rush (uprush and backrush)

Накопичення - накопление (аккумуляция) - accretion *or* accumulation

Наноси волочиння (донні, утягливі) - влекомые (донные) наносы - settled sediments *or* bed load

Наочні індикації - наглядные (очевидные) показатели - obvious indices

Нарощування - нарастание, выдвижение (береговой линии) - advance, progression, aggradating

Насунення - надвигание - superimposement

Натиск - мощность (вдольберегового потока наносов) - volume *or* real volume (of alongshore drift flow)
 Натори - торосы - ice-reefs
 Наторність - торошение, как результат нагромождения льда на морском берегу или около берега на мелководье - ice-reefing
 Нашадність (успадкованість) - унаследованность (рельефа) - inheritance *or* inheritance
 Незбіжність (незбігання) - несогласие (залегания слоев породы) - unconformability *or* discordance
 Немертіни - немертины - nemertines (nemertineans)
 Неповнозубі - неполнозубые - edentates
 Нуммуліти - нуммулиты - nummulites
 Нунатак - нунатак - nunatak
 Области переходу - переходные области дна океана - transitional seabottom zone
 Облямовуючі - окаймляющие - fringing *or* marginal
 Облямовуючі рифи - окаймляющие рифы - fringing reefs
 Облямування - окаймление (оконтуривание) - fring
 Обмілніні хвилі - волны мелководья - shallow waves or progressive waves
 Обмілина (мілина) - отмель (мель, мелководье) - bank, shoal, shallow water
 Оболочник - оболочник - tunicates
 Одноклітинні - одноклеточные - mono-celled (protozoans)
 Однонапрямковий потік (течії) - однонаправленный поток (течения) - unidirectional flow
 Однопрохідні - однопроходные - monotremes
 Односхилловий притулевий пляж - односклонный прислоненный пляж - foreshore profile beach
 Океанічні терасові низки - океанические террасовые ряды - oceanic terrace series (generations)
 Океанічний басейн - океанический бассейн - ocean basin
 Окомірна зйомка - глазомерная съемка - exploratory (eye) survey
 Окрайка (верхня, нижня, морська, лиманна й т. і.) - кромка, бровка (верхняя, нижняя, морская, лиманная и т. д.) - edge or margin (top, foot, marine, limanic, etc.)
 Окрайок - кайма, оконечность (краевая область) - margin or top
 Ординар - ординар - zero water level (midlevel, ordinary)
 Осадковий матеріал - осадочный материал - sedimentary material
 Пагорб - холм - swell or hill
 Панцироголові - панцирноголовые - stegocephalians
 Папороть - папоротник - fern

Пасмовий бенч - грядовый бенч - ridge bench
 Первіснороти - первичноротые - archeostomatous organisms (protostomates)
 Передмор'я (гирлове) - устьевое взморье - near-mouth area of sea aquatory (bottom)
 Передужиця - оффсет (мезофестон) - offset or pad (mezo-cusp of beach)
 Перемішувальні (рухадійні) хвильові швидкості - перемещающие волновые скорости - moving velocities (speeds)
 Пересік - поперечный профиль - crossing (transverse) profile
 Пересіковий рух наносів - поперечное перемещение наносов - transverse sediment drifting
 Пересічна висота суходолу - средняя высота суши - mean land level
 Перетин - расстояние, длина секущей линии внутри площади - limited distance (chorda)
 Перетинаючі форми рельєфу (форми перетину) - береговые аккумулятивные формы класса замыкающих - group of accumulative barriered forms
 Підводна абразія - подводная абразия - offshore (submarine) abrasion
 Підводна відсип - подводная отсыпь - subaqueous talus
 Підводна група гір - группа подводных гор - sea-mount group
 Підводна гора - подводная гора - sea-mount
 Підводне узвищення - подводная возвышенность - seahigh
 Підводний гірський ланцюг - цепь подводных гор - sea-mount chain
 Підводний каньон - подводный каньон - submarine canyon
 Підводний кріп - подводный (донный) крип - sea-bottom creep
 Підводний пагорб - подводный холм - sea-knoll
 Підняття - поднятие - highland or rise
 Підшилок - подножье - foot *or* base (of slope)
 Піщані кучугури - песчаные дюны - sand dunes
 Піщані хвилі - песчаные волны - sand waves (on sea bottom)
 Плавці - плавники - fins (flippers)
 Плазуни (земноводні) - пресмыкающие (земноводные) - amphibious
 Плато (підвищена рівнина) - плато - plateau
 Плацентарні - плацентарные - placentals
 Плечоногі - плеченогие - brachiopodes
 Плоскинна абразія - плоскостная абразия - surface or sheet abrasion
 Плоскинне змивання - плоскостной смыв (эрозия) - sheet erosion
 Плоский - плоскостной - flatness *or* sheet (surface)

Пляж - пляж (односклонный прислоненный, двусклонный полного профиля, песчаный, гравийный, галечный, валунный, ракушечный, фитогенный, коралловый) - beach {lean-to (foreshore) profile beach, two-sloping (gable) profile beach, sandy, pebble, boulder, shelly, phytogeneuous, coralline}

Повільний - пологий - gentle profile

Повільна крутість - малая крутизна (уклон) - gentle *or* low inclination

Погонофори - погонофоры - pogonophora

Подовгастий - удлинённый (вытянутый в длину) - stretched (longed *or* longitudinal)

Подовгаста западина - удлиненная (вытянутая) депрессия - trough

Позатоплюваний - затопление - flood (submerge)

Поздовжній (хребет, вал, загреба, ривчак, тощо) - продольный, осевой (хребет, вал, подводный бар, дамба и др.) - longitudinal (fore-and-aft)

Покритонасінневі - покрытосемянные - angiosperms

Пообвалювання - обвал, обвалы - falls *or* collapses

Пообвальню-абразійні кліфи - абразионно-обвальные клифы - fall-abrasive cliffs

Попідсуваний - поддвигание (волочение) - underthrust movement

Поповнення (наносами) - пополнение (наносами) - refuelling (of sediments)

Попір підводний - подводный порог - sill *or* bottom sill

Поставач - (на відміну від постачальника - снабженца) поставщик - delivery *or* feeder, refueller, reserve, supply, satiation

Посуви (земної кори, блоків гірської породи, льодових уламків, тощо) - подвижки - motions *or* shifts (the terrestrial sheet, blocks of rock, ice-debris, etc.)

Потік хвильової енергії - поток энергии волн - flux of wave energy

Похиленість (похил) - уклон - inclination *or* slope

Почленування - расчленение рельефа - ruggedness of relief *or* rugged topography

Примати - приматы - primate

Примикання форми - береговые аккумулятивные формы класса примкнувших - group of leant accumulative forms

Прискорення - ускорение - acceleration

Приссанка - присоска (ризоид) - sucker *or* rhizoid

Присухи - осушки - flats (shore flats)

Присухи вітрові - ветровые осушки - windy flats

Присухи припливні - приливные осушки - tidal flats

Присутні поверхні (вітрові, припливні, мулясті, піщані, глинисті та ін.) - поверхности осушек (ветровых приливных илистых, песчаных, глинистых и др.) - flat surfaces (windy, tidal, muddy, sandy, clayey, etc.)

Присхили (круті, прямовисні) береги - приглубые берега с крутым профилем подводного склона - steep shores (with steep submarine slopes)

Присхилисть (крутість) - приглубость - steepness

Притулеві тераси - прислоненные террасы на морском берегу - superimposed terraces

Притульниця (притульна кінцівка) - корень, корневая часть, корневая оконечность (косы, бара, мола, буны и др.) - root side *or* proximal side of spit

Притяжний односхиловий пляж (односхиловий притулевій пляж) - прислоненный односклонный пляж - foreshore profile beach

Проколонковані відклади - пробуренные отложения - drilled depositions *or* drilled deposit layers

Променепері - лучеперые - ray-finned fishes

Прорва - прорва - inlet (sound *or* strait)

Просторування - простирание - strike *or* course

Прямовисний - отвесный (вертикальный) - vertical

Птахотазові - птицетазовые - ornithischians

Ракоподібні - ракообразные - crustaceans

Регресія - регрессия - regression *or* reliction

Решетняний (аналіз) - ситовой - mesh, sieve *or* screen (analysis)

Рівнева поверхня - урвенная поверхность - ordnance datum *or* datum level

Рівновікові шари акумулятивних форм - разновозрастные толщи аккумулятивных форм - coetaneous layers of accumulative forms

Рівновіковий - разновозрастный - coeval

Рівновисокий - одинаковой высоты - one-tailed

Рід - род - genus

Рідинний (стік, фаза, стан, тощо) - растворенный, в состоянии растворения сток, фаза, состояние и др.) - fluid (watery)

Різновисокий - с разной высотой - diverse-tailed

Різновисокі крайкові тераси - береговые террасы с разной высотой внешних бровок - diverse-tall marginal terraces

Риф - риф - reef (coral reef)

Риф-коло - кольцевой риф (атолл) - atoll (cyclic coral reef)

Рифи коралові - коралловые рифы - coraline reefs

Рифи крайкові - краевые рифы, рифы на окраине материковых или островных отмелей, банок - marginal reefs

Рифи облямовуючі - окаймляющие рифы - encircling reefs or circular reefs
 Рифобудівники - рифостроители - reef-builders
 Рифова полиця - рифовая платформа (риф-флэт) - reef-flat
 Рифомешканець - обитатель рифового ценоза - reef-dweller
 Рифоутворюючий корал - рифообразующий коралл - reef-building coral
 Рифт - рифт - rift
 Рифтова геосинклиналь - рифтовая геосинклиналь - rift geosyncline
 Родина - семейство - family
 Розбіг хвиль - разгон волны - momentum *or* dispersal
 Розколина - разлом - fracture *or* fault
 Розколина тектонічна - тектонический разлом - tectonic fault *or* rupture
 Розложисті (гиллясті) корали - ветвистые кораллы - fasciculate *or* dendroid corals
 Розсипища - россыпи - placers
 Розсунення - растяжение (раздвигание) земной коры - gaping *or* "spreading" (of Earth's crust)
 Розтягання - растаскивание (расползание, расширение) - pulling asunder (raveling out) *or* broadening
 Рукокрильцеві - рукокрылые - chiropterans
 Руходійні (перемішувальні) хвильові швидкості - перемещающие волновые скорости - shifting *or* transporting velocities
 Ряд - отряд - order
 Саюші - сейши - seiches
 Саюшеві осциляції рівня моря - сейшевые колебания уровня моря - seiche's changing of sea-level
 Свердлинкарі - камнеточцы - stone-borers *or* stone-f retters (gribble molluscs)
 Сейсмопересікування - сейсмопрофилірование - seismic profiling
 Середземноморська Рухлива Стяга - Средиземноморский Подвижный пояс - Mediterranean Moving Belt
 Серединний океанічний хребет - срединно-океанический хребет - mid-oceanic ridge
 Серпинні (скісні) вали - кулисные валы - beach-pads *or* wing bars
 Скид - снос (осадочного матеріала) - downthrow *or* evacuation, dumping, drifting (of sedimentary material)
 Скидання - "разгрузка" вдольберегового потока наносов - fallout, "shower" of shore sediments (from alongshore drift flow)
 Сковзання - скольжение - sliding *or* slipping

Скроневий - височный - temporal
 Скроня - висок - temple
 Смуга (стяга) - пояс (полоса) - belt *or* strip
 Спадистий - пологий (склон) - gentle
 Спредінг - спрединг - spreading (of Earth's crust)
 Спрямування - простирание (слоев горных пород, поверхности террас, береговой линии и т. д.) - strike *or* trend
 Стадія достиглості - стадия зрелости - ripeness stage
 Стійкість - устойчивость - stability
 Стільнича гора - столовая гора - tablemount *or* gayot
 Стикання - столкновение - subduction *or* collision
 Стопикова структура - столбчатая структура - columnar structure
 Стопиковий (стовпчастий) - столбчатый - columnar
 Стрендфлет - стрэндфлэт - strandflat
 Стяга (смуга) - полоса (пояс) - strip *or* belt
 Субдукція (стикання) - субдукция (столкновение) - subduction (collision)
 Сумчасті - сумчатые - marsupials
 Суперсник (відгілля) - отвершек - link *or* branch
 Сурутиші - сбросы тектонические - tectonic fault
 Сурутишні береги - сбросовые берега - fault shores
 Сурутишний - сбросовой - faulty
 Східчаста тераса - ступенчатая терраса - stepped terrace
 Термоабразія - термоабразия - thermoabrasion *or* thermogenous abrasion
 Термокарст - термокарст - thermokarst
 Тертя - истирание - attrition
 Тіньовий - теневой - shady
 Тип сурутишних берегів - тип сбросовых берегов - fault shore types
 Тип термоабразійних берегів - тип термоабразионных берегов - thermoabrasive shore type
 Тип узбережжя - тип побережий - type of coasts
 Трансформація хвиль на обміліні - трансформация волн на мелководье - transformation of waves on shoals (shallows)
 Трансформна розколина - трансформный разлом - transform (transverse) fault
 Трахейодишні - трахейнодышащие - tracheofeustans
 Тренч - глубоководный желоб - trench
 Тривкі породи - прочные, устойчивые породы - hard *or* stable rocks
 Трьохпагорбкові - трехбугорчатые - trituberculates
 Трубказубі - трубказубые - armadillos (tubulidentata)

Тужня - емкость вдольберегового потока наносов (в отличие от емкостей для жидкостей или электрических емкостей) - volume-content *or* capacity (of alongshore drift flow)
 Уволоженість - увлажненность - humidity
 Угнутість - вогнутость (береговой линии) - concavity *or* crescent
 Угушення (ушільнення) - уплотнение - compaction
 Уздовжні коси (уздовжини) - косы-стрелки ("стрелки") - arrow-shaped spits *or* pointed spits
 Уздовження (подовження) - удлинение - elongation *or* prolongation
 Уздовжця пляжова штормова — штормовой береговой вал - beach ridge *or* beach bar
 Узвищення - возвышенность - sea-bottom dome (seamount)
 Укриттєвий кут ("берегова пазуха") - входящий угол ("пазуха берега") - reentrant angle
 Уламковий (матеріал) - обломочный (материал) - coarse detritus *or* fragmental debris
 Улоговинна - глубоководное ложе - deep-sea floor *or* the Ocean floor (the Ocean bed)
 Уподібнення - усвоение (ассимиляция) - adoption *or* assimilation
 Урвище - обрыв - bluff *or* scarp
 Урізання (абразійне, ерозійне, льодове та ін.) - врез (абразионный, эрозионный, эоловый, ледовый и др.) - downcutting *or* exogenous deepening (abrasive, erosive, aeolian, glacial, etc.)
 Успадкованість (нащадність) - унаследованность - inheritance *or* inheritance
 Успадкований - унаследованный - inherited
 Утягливий (донний) - влекомый - involved *or* settled, tractional load, bed load
 Ущелина - ущелье - gap
 Фарватер (освітлений шлях) - фарватер - fairway
 Фландрська трансгресія - фландрская трансгрессия - Flandrean transgression
 Форми двобічного живлення - береговые формы двустороннего питания - accumulative forms of double-side feed
 Фороніди - форониды - phoronids
 Фузулініди - фузулиниды - fusulinids
 Хвилі вимушування - вынужденные волны - forced active waves
 Хвилі інерційні (зибу) - инерционные волны на поверхности моря (зыбь) - swells
 Хвилі коливання (осциляційні) - колебательные волны - oscillatory waves
 Хвилі поодинокі - одиночные (уединенные) волны - solitary waves

Хвилі стоячі - стоячие волны - stationary waves
 Хвилі поступові (відмілин) - поступательные волны (мелководья) - shallow waves
 Хвилі, що руйнуються - разрушающиеся волны (волны разрушения) - breaking *or* breakish waves
 Хвильобійні гроти - волноприбойные гроты - sea caves *or* grottos
 Хвильобійні рвища - волноприбойные ниши - wave-cut notch *or* recess
 Хвильова затінь - волновая тень - wave shade
 Хвильове переміщення - волновой (Стоксов) перенос - mass transport in waves
 Хвильовий тиск - волновой напор (радиационное напряжение) - radiation stress
 Хвильорозбивач (хвилелам) - волнолом (брекватор) - breakwater
 Хвиля (вимушування, інерційна, поодинокі, осциляційна та ін.) - волна (вынужденная, инерционная, одиночная, колебательная и др.) - wave
 Хребет - хребет - ridge
 Циклові берегові лінії - цикловые береговые линии - cyclic shorelines
 Чейні островні - островные дуги - island arcs
 Черевні зяброві ніжки - брюшные жаберные ножки - ventral branchial podia *or* podobranchia
 Черевоногі - брюхоногие - gastropods
 Чергуваність - чередование событий в береговой зоне - alternating *or* interchange
 Черепашники - ракушечники - coquina *or* shell-stone
 Членистоногі - членистоногие - arthropods
 Чотирьохвідгільний (чотирьохпроменеий) корал - четырехлучевой коралл - tetracorall
 Чурупка - ракуша - shell (shelly drifts *or* shelly debris)
 Шар стрибку - слой скачка - layer of jump
 Шарованість - переслаивание - interstratification *or* interbedding
 Шаруватість (угнута, хвиляста, горизонтальна, діагональна, скісна, стяжна, ритмічна, суцільна та ін.) - слоистость (вогнутая - concave lamination; волнистая - sinuous bedding; горизонтальная - horizontal lamination; діагональна - diagonal lamination; косая - cross bedding; ленточная - ribbon *or* banded lamination; ритмическая - rhythmic lamination; сплошная - continuous lamination и др.) - lamination, bedding, layering
 Шельфова тераса - шельфовая терраса - shelf terrace
 Широконосі мавпи - широконосые обезьяны - platyrrhines
 Шкарубкий - шершавый - rough

Зауваження: частина нової спеціальної термінології і тієї, що відносно рідко вживалася в географічній літературі українською мовою, була викладена в роботах:

1. Шуйський Ю. Д. Про термінологію в берегознавстві // Укр. Геогр. Журнал. - 1995. - № 1-2. - С. 60 - 62.
2. Шуйський Ю. Д. Основні риси рельєфу дна Світового океану. - Одеса: Астропринт, 1998. - 88 с.

ВСТУП	3
ГЛАВА I. ПРИРОДНА ЄДНІСТЬ СВІТОВОГО ОКЕАНУ	6
1. 1. Головні особливості природи Океану	6
1. 2. Ритми кругоперетворення речовини в Океані	10
1. 3. Рівняння стану сучасної морської води	16
1. 4. Комплексні географічні структури в Океані	18
ГЛАВА II. ПРОБЛЕМА ПОХОДЖЕННЯ ТА ЕВОЛЮЦІЇ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА РЕЛЬЄФУ ОКЕАНІЧНОГО ДНА	26
2. 1. Аналіз наукових поглядів на походження дна океанів	26
2. 2. Базові риси гіпотези тектоніки плит	33
2. 3. Формування провідних структур на дні океану	40
2. 4. Загальні риси рельєфу дна Світового океану	47
ГЛАВА III. ПРОБЛЕМА ПОХОДЖЕННЯ І ЕВОЛЮЦІЇ ВОДНОГО ШАРУ В ОКЕАНІ	59
3.1. Походження океанічної води	59
3.2. Вірогідні причини відносної гідрохімічної рівноваги води Світового океану	64
3.3. Про зміну обсягу та рівня поверхні води в океані	71
3.4. Палеогеографічна еволюція температури води в минулому	80
3.5. Сучасний обмін маси речовин в шарі океанічної води	87
ГЛАВА IV. ПОХОДЖЕННЯ ТА ЕВОЛЮЦІЯ ЖИВИХ ОРГАНІЗМІВ В МЕЖАХ СВІТОВОГО ОКЕАНУ	111
4. 1. Походження життя та типи істот	111
4. 2. Про еволюцію типів тварин в океані	118
4. 3. Еволюція біологічної маси на планеті	122
4. 4. Еволюція форм організмів в зв'язку зі змінами навколишнього середовища на планеті	129

ГЛАВА V. ЕВОЛЮЦІЯ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ	138
5. 1. Базові уявлення гіпотези океанізації Землі	138
5.2. Який же в дійсності вік Океану?	150
5. 2. 1. Загадкові карти	151
5. 2. 2. Річки Південного континенту	158
5. 2. 3. Сліди загубленої науки	164
ЕПІЛОГ	169
Література	176
СТИСЛИЙ АНГЛІЙСЬКО-РОСІЙСЬКО-УКРАЇНСЬКИЙ СЛОВНИК термінів з фізичної географії Світового океану ..	179

Навчальне видання

ШУЙСЬКИЙ Юрій Дмитрович

ПОХОДЖЕННЯ
ТА ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ
СВІТОВОГО ОКЕАНУ

*Посібник для студентів
географічних спеціальностей
університетів, інститутів, коледжів*

Навчальний посібник

Зав. редакцією Р. М. Кучинська
Редактор Ж. Б. Мельниченко
Технічний редактор В. Г. Дерев'ягін

Здано до набору 09.06.99. Підписано до друку 09.08.99. Формат 60x84/16.
Папір друкарський. Гарнітура Журнальна. Друк офсетний.
Ум. друк. арк. 11,63. Тираж 400 прим. Зам. № 452.

Видавництво і друкарня "Астропринт", 270026, м. Одеса,
вул. Преображенська, 24. Тел (0482) 26-98-82, 26-96-82, 68-77-33.
www.astroprint.odessa.ua

Шуйський Ю. Д.
Ш953 Походження та історія розвитку Світового океану : Навчальний посібник. - Одеса: Астропринт, 1999. - 200 с.
ISBN 966-549-259-4

Складність структурних характеристик Світового океану ілюстрована провідними особливостями його природи, які вказують на природну єдність цієї важливої системи на нашій планеті. Вона є результатом виникнення і еволюції земної кори, рельєфу океанічного дна, шару морської води і його взаємодії з дном, атмосферою і берегами, походження і еволюції живих організмів у водному шарі і регуляції його складу цими організмами і т. ін. в їх органічній єдності і активній взаємодії. Викладено нетрадиційні уявлення про вік і історію розвитку Світового океану. Фундаментальна географічна проблема, що тут розглядається, має й методологічне значення — для розвитку світогляду студентів. Цей посібник може використовуватися в процесі опанування кількох навчальних дисциплін, зокрема, "Фізичної географії материків і океанів", "Загальної океанології", "Землезнавства", "Екології Світового океану", "Природокористування".

Розраховано на студентів будь-яких форм навчання географічних і біологічних спеціальностей університетів, інститутів, технікумів, коледжів, академій. Посібник містить 2 табл., 23 іл., бібл. 38.