Міністерство освіти і науки, молоді та спорту України
Львівський національний університет імені Івана Франка

В.О. Хмелевський, О.В. Хмелевська

ЛІТОЛОГІЯ

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Навчальний посібник

Рекомендовано
Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України

Львів
2011

УДК 552.5
ББК Д 344-011+Д 312.21
Х 65

Рецензенти:
член-кор. НАН України, д-р геол.-мін. наук, проф. *Ю. М. Сеньковський*
(Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України),
д-р геол.-мін. наук, проф. *Д. Ф. Семенов*
(Вологодський педагогічний університет, Росія),
д-р геол. наук, проф. *М. М. Павлунь*
(Львівський національний університет імені Івана Франка),
д-р геол. наук *Ю. І. Федоришин*
(Український державний геолого-розвідувальний інститут)

Затверджено Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України як навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів (Лист № 1/11-8082 від 29 серпня 2011 року)

Хмелевський В.О.

Х 65 Літологія : Седиментогенез : Навч. посібник / В.О. Хмелевський, О.В. Хмелевська. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 220 с.

ISBN 978-966-613-895-1.

Розглянуто процеси утворення осадових порід, походження осадового матеріалу, закономірності мобілізації, особливості його перенесення, накопичення і розподілу в різних кліматичних умовах на континентальних схилах і океанічному дні. Особливу увагу приділено корам звітрювання і пов'язаним з ними корисним копалинам. Наведено основні поняття про седиментаційну циклічність, розглянуто еволюцію типів літогенезу в історії Землі.

Для студентів геологічних спеціальностей, географів, ґрунтознавців, широкого кола геологів.

УДК 552.5
ББК Д 344-011+Д 312.21

ISBN 978-966-613-895-1

© Хмелевський В.О., Хмелевська О.В., 2011
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2011

ЗМІСТ

Передмова 5
1. Звітрювання 7
1.1. Фізичне звітрювання 10
1.2. Хімічне звітрювання 20
1.2.1. Чинники і реакції хімічного звітрювання 23
1.2.2. Водневий показник та його роль у процесах звітрювання 24
1.2.3. Окисно-відновний потенціал та його роль у процесах гіпергенезу 37
1.2.4. Гальміроліз (підводне звітрювання) 41
1.3. Біохімічне звітрювання 43
1.3.1. Хелатизація 54
1.3.2. Ґрунти та процеси ґрунтоутворення 55
1.4. Геохімія та стадійність процесів звітрювання 58
1.5. Стійкість мінералів у процесах звітрювання 62
1.6. Кора звітрювання 65
Контрольні питання 76

2. Мобілізація 77
2.1. Вулканізм, або ендогенне винесення речовини 77
2.2. Біогенна та техногенна мобілізація речовини 81
2.3. Перенесення і відкладання осадового матеріалу (міграція) 82
2.3.1. Перенесення пухкого матеріалу льодом 95
2.3.2. Форми перенесення найважливіших компонентів продуктів звітрювання 99
2.3.3. Співвідношення між продуктами механічної та хімічної денудації у знесеному матеріалі 102
2.3.4. Хемогенний процес 105
2.4. Біогенний процес (роль живих організмів у вилученні, перенесенні та осадженні речовини) 116

2.4.1. Нагромадження органічної речовини.....123
2.4.2. Біогенний тип лавинної седиментації.....125
2.5. Осадження мікроелементів 126
2.6. Осадова диференціація речовини 128
2.6.1. Механічна диференціація 130
2.6.2. Хімічна диференціація 137
2.7. Осадове рудоутворення.....144
Контрольні питання.....149

Додатки 151
I. Властивості, структура та різновиди води.....151
II. Розчини та фактори розчинності речовин 156
III. Окисно-відновна межа.....162
IV. Роль вуглекислого газу у процесах хімічного звітрювання.....169
V. Гальміроліз та літотипи гальміролітів 178
VI. Вплив клімату на утворення кори звітрювання.....181
VII. Розподіл та форми геохімічної міграції елементів 190
VIII. Колоїдні системи 193
IX. Строматоліти і строматолітоутворення 199
X. Схеми осадової хімічної диференціації 199

Список літератури 203

Предметний покажчик.....214

Про авторів.....216

ПЕРЕДМОВА

Цей посібник є першою частиною літології, у якій детально схарактеризовано головні процеси утворення осадів: мобілізація речовини, її перенесення та відкладання. Як головні чинники мобілізації речовини розглянуто звітрювання (фізичне, або механічне, хімічне та біохімічне), наземне і підводне (гальміроліз), вулканізм, життєдіяльність живих організмів і технічна діяльність людини. Висвітлено проблему тривалості процесів, які спричиняє вода (розчинення, гідратація, гідроліз і вилуговування), кисень, вуглекислота, азот, мінеральні кислоти та світлове випромінювання Сонця. Особливу увагу приділено ролі живих організмів та органічних сполук у процесах звітрювання. Стисло висвітлено головні особливості геохімії гіпергенезу. Розглянуто питання щодо стійкості мінералів у процесах звітрювання (механічного, хімічного та гідроаеродинамічного). Детально описано кори звітрювання, їхній склад, процеси утворення, поширення (особливо на території України) та їхнє корисне значення. Наголошено на важливій ролі ґрунтів як найціннішого продукту кори звітрювання. Наведено сучасні дані й уявлення щодо підводного звітрювання – гальміроліз. Висвітлено роль вулканізму у створенні твердих, рідких та газоподібних продуктів формування осадів, а також роль у цих процесах життєдіяльності живих організмів і технічної діяльності людини.

Описано головні способи перенесення пухкого матеріалу за допомогою тічної води, льоду, вітру, сили тяжіння, організмами та

іншими чинниками. Схарактеризовано процеси, які відбуваються на шляхах міграції, зокрема, осадову диференціацію речовини та відклади, які завдяки цьому утворюються.

Значну увагу приділено тому, як відбуваються процеси осідання речовини зі стану завісі та розчинів – колоїдних та істинних. Розглянуто два типи теригенної седиментації: нефелоседиментація (осідання частки за часткою) та лавинна седиментація, яка схарактеризована особливо детально, оскільки це зовсім новий матеріал. Зокрема, описано різноманітні типи осадів, які виникають унаслідок лавинної седиментації.

Розглянуто роль колоїдних розчинів і процесів у седиментогенезі. Схарактеризовано головні властивості цих розчинів, чинники, які зумовлюють їхню коагуляцію, та екзогенні утворення, що формуються внаслідок цього.

Далі описано процеси утворення осадів з іонних розчинів, зокрема, утворення карбонатів, особливо, доломітів. Наведено порівняно стислі, проте інформативні відомості щодо галогенезу в умовах аридного літогенезу та хемогенної седиментації в областях активного вулканізму. Окремо звернено увагу на значну роль живих організмів у перенесенні та осаджуванні речовини.

В окремому розділі наведено сучасні уявлення щодо осадової диференціації речовини – механічної, хімічної й біохімічної та її роль у формуванні багатьох цінних видів осадових утворень, зокрема, розсипищ, руд чорних та кольорових металів тощо. Викладено уявлення щодо цих процесів Л. Пустовалова [107], М. Страхова [127] та інших відомих дослідників. Визначено головні чинники, які впливають на формування осадових руд.

У кінці є Додатки, у яких наведено дані, що дають змогу легше сприймати головний матеріал. Зокрема, наведено дані щодо будови і властивостей води, розчинів (колоїдних) та геохімії кисню і CO_2 у Світовому океані тощо.

Автори висловлюють щиру подяку
І.В. Поповій та О.В. Костюку
за допомогу в оформленні книги

На думку М. Страхова [127], седиментогенез – це сукупність явищ, що відбуваються на земній поверхні, унаслідок яких перетворюються тверді мінеральні маси літосфери, а це призводить до виникнення нових осадових утворень. Седиментогенез має три етапи: утворення і мобілізація осадового матеріалу, його транспортування і перевідкладання.

1. ЗВІТРЮВАННЯ

Процеси звітрювання відбуваються в нас на очах, їх вивчають протягом століть, однак загальноприйнятого визначення, яке б повністю характеризувало цей складний і багатогранний процес, у літературі ми не знайшли, оскільки кожен автор пропонує власне тлумачення. Зокрема, В. Фролов [138] з цього приводу зазначив, що навіть такі видатні літологи, як М. Швецов, М. Страхов і Г. Теодорович узагалі не наводили визначення звітрювання, хоча в наукових працях детально розглянуто цю стадію і детально описано процеси та продукти звітрювання. Ці дослідники ухилялися від визначення звітрювання, чітко розуміючи всю складність такого процесу. В. Фролов [138], критично розглянувши визначення звітрювання, запропоновані Л. Рухіним [116] та М. Логвиненком

[74], підсумував: **звітрювання – це відкрита динамічна система механічних, фізичних, хімічних і біологічних процесів перетворення і новоутворення гірських порід та осадів за умов поверхневої частини літосфери.** Ми пропонуємо дещо конкретніше визначення: з**вітрювання – це складна система процесів механічного руйнування та хімічного розкладання гірських порід і мінералів на місці їхнього залягання й у шляхах міграції, що відбувається на земній поверхні та поблизу неї під впливом комплексу фізичних, фізико-хімічних, біологічних та біохімічних чинників атмо-, гідро- і біосфери, технічної діяльності людини, тектонічних і вулканічних явищ з супутніми процесами мінеральних перетворень та новоутворень.**

Чому відбувається звітрювання? Чому такий літературний символ міцності і стійкості, як граніт, у поверхневих (екзогенних або гіпергенних) умовах є менш стійким, ніж глина, яка легко розмокає у воді й яку можна розтерти пальцями, хімічний і мінеральний склад якої змінити дуже важко? Річ у тім, що більшість гірських порід та мінералів, потрапляючи на земну поверхню, перебуває в умовах, які різко відрізняються від тих, у яких вони виникли. Особливо чітка (ця різниця для порід і мінералів, які утворилися на глибині (тобто **ендогенних утворень**), де переважають дуже високі температури і тиски, немає води, кисню та інших газів, немає життя та ще багатьох чинників, властивих зоні осадоутворення. Тому на земній поверхні ці геологічні утворення стають зовсім нестійкими і під впливом гіпергенних чинників руйнуються, змінюються, намагаючись пристосуватися до нових умов, тобто починають звітрюватися. Цей процес триває по-різному. В одному випадку зміни обмежені подрібненням монолітної породи чи мінералу на уламки різного розміру та форми без суттєвого порушення їхнього мінерального та хімічного складу або зумовлюють розкладання породи на окремі мінерали. В інших випадках відбуваються кардинальні зміни мінерального та хімічного складу первинних порід і мінералів, унаслідок чого виникають новоутворення, які іноді настільки відрізняються від материнського матеріалу, що надзвичайно важко з'ясувати, як вони утворилися. Усі такі перетворення описують як звітрювання й

поділяють на три різновиди: а) фізичне звітрювання, або механічне руйнування; б) хімічне звітрювання, або хімічне розкладання; в) біохімічне звітрювання.

Поділ звітрювання на зазначені підтипи зовсім не означає, що ці підтипи є антагоністами. Навпаки, звичайно процеси фізичного і хімічного звітрювання настільки тісно пов'язані, що їх деколи дуже важко відокремити. Ареною звітрювання слугує поверхня земної кори. Той чи інший тип звітрювання завжди переважає залежно від клімату, рельєфу і гідрогеологічних умов місцевості. В областях з різкоконтинентальним кліматом – напівпустелях і пустелях, високогір'ях і полярних регіонах – переважає фізичне звітрювання. У вологих тропіках і субтропіках вологої екваторіальної та помірно вологої зон, особливо з рівнинним рельєфом за наявності багатої рослинності переважають процеси хімічного звітрювання. Вони, звичайно, розвиваються одночасно, однак інтенсивність того чи іншого типу залежить від клімату (тобто типу літогенезу), рельєфу і тектонічної активності регіону та деяких інших параметрів. Зокрема, хімічне звітрювання є другорядним за умов нівального та аридного літогенезів, де чітко домінує механічне подрібнення первинного матеріалу. Однак це зовсім не свідчить про те, що хімічні процеси тут не відбуваються. Вони відбуваються й тут, та набагато повільніше, ніж за умов гумідного літогенезу, де обидва типи звітрювання співпрацюють дуже жваво, і лише залежно від тих чи інших умов їхнє взаємне співвідношення змінюється за інтенсивністю. Наприклад, в умовах холодного гумідного клімату чітко переважає фізичне звітрювання, а в тропічному гумідному літогенезі поряд з інтенсивним механічним руйнуванням дуже сильно розвинені й домінують процеси хімічного розкладання тощо.

Стадію звітрювання поділяють, звичайно, на чотири, порівняно самостійні, етапи:

а) механічне (фізичне) руйнування, яке створює передумови для розвитку хімічного звітрювання;
б) хімічне розкладання в лужному середовищі з утворенням гідрослюд і гідрохлоритів;
в) інтенсивніше хімічне розкладання в лужних і кислих умовах середовища (залежно від субстрату звітрювання)

з накопиченням, відповідно, мінералів груп каолініту чи монтморилоніту;

г) дуже інтенсивне хімічне розкладання – гідроліз силікатів з утворенням охр, бурих залізняків і латеритів.

Такий ідеалізований процес гіпергенезу прогресивного спрямування у повному обсязі може відбутися лише за умови сприятливого поєднання цілої низки чинників, зокрема, кліматичних і тектонічних, а також постійного винесення його продуктів зі сфери реакції.

1.1. Фізичне звітрювання

Зміни материнських порід, осадів і мінералів, що відбуваються внаслідок впливу фізичних процесів і призводять до руйнування стуктурно-текстурних особливостей цих утворень, не змінюючи суттєво їхнього мінерального і хімічного складу, **називають фізичним звітрюванням, або механічним руйнуванням.**

Головні чинники фізичного звітрювання такі:

1) перепад температури;
2) сила кристалізації речовин;
3) сила води, що рухається (води, що течуть, та морські хвилювання);
4) дія льоду і льодовиків;
5) сила вітру;
6) сила росту рослин;
7) сила тектонічних процесів і земного тяжіння;
8) технічна діяльність людини тощо.

Усі ці чинники нерівнозначні за впливом, хоча перебувають у складному динамічному зв'язку і взаємодії, призводячи до значних результатів. Хоча скласти їх у якусь певну послідовність за значенням чи силою практично неможливо (бо за певних умов кожен з

цих чинників може виявлятися дуже інтенсивно, або ж, навпаки, не виявлятися зовсім), все ж таки найпотужнішим чинником фізичного звітрювання, на наш погляд, треба вважати звітрювання температурне. Це різновид фізичного звітрювання, який виникає внаслідок перепаду добових і сезонних температур, що зумовлює позмінне нагрівання й охолодження гірських порід. Перепад температур призводить до розширення і збільшення чи до стискання і зменшення об'єму порід. Унаслідок тривалих і численних коливань напружень гірські породи розтріскуються і подрібнюються на уламки різних розмірів.

Особливо інтенсивно внаслідок температурного звітрювання руйнуються полімінеральні гірські породи (граніти, сієніти, гнейси, пісковики) з огляду на різні теплофізичні властивості мінералів. Оскільки зміна об'ємів різних мінералів під час нагрівання й охолодження відбувається досить нерівномірно, то в породі виникають внутрішні напруження, які послаблюють силу щеплення між мінеральними зернами, і порода зазнає руйнування.

На інтенсивність температурного звітрювання впливає також забарвлення мінералів. Темноколірні мінерали нагріваються сильніше й швидше, ніж світлоколірні, а охолоджуються вони приблизно однаково. Оскільки ж інтенсивність фізичного звітрювання прямо пропорційна до амплітуди перепаду температури, то темні мінерали руйнуються швидше. Наприклад, габро, у складі якого до 50 % темнозабарвлених мінералів, руйнується швидше від граніту за умови однакового перепаду температури.

Мономінеральні породи (мармур, кварцит, вапняк) також зазнають температурного звітрювання, оскільки для більшості мінералів характерна анізотропія теплофізичних властивостей за різними кристалографічними напрямами. Наприклад, коефіцієнт лінійного розширення в кристалів кварцу і кальциту у напрямі перпендикулярному до потрійної осі симетрії у три рази більший, ніж у паралельному напрямі. А з урахуванням того, що в будь-якій породі орієнтування зерен, зазвичай, різноманітне, то внаслідок температурного звітрювання у мономінеральних агрегатах виникає досить значний місцевий тиск, який призводить до їхнього руйнування.

Інтенсивність температурного звітрювання залежить також від будови і складу гірських порід. Звітрювання рівномірнозернистих порід відбувається повільніше, ніж порід, для яких характерна порфірова структура. Натомість крупнозернисті різновиди зазнають звітрювання значно швидше, ніж дрібнозернисті чи склуваті. Породи з масивною текстурою є стійкішими до перепаду температур, ніж породи зі сланцюватою або поруватою текстурою. Окрім того, нагрівання й охолодження вздовж сланцюватості відбувається у два-три рази швидше, ніж у напрямі, перпендикулярному до сланцюватості. Звітрювання гірських порід під впливом перепаду температур починається з їхньої поверхні, поступово проникаючи всередину майже до поясу сталих температур. Та оскільки, вони є поганими провідниками тепла, то зовнішні шари гірських порід, що їх нагрівало сонце, розширюються значно більше, ніж їхні внутрішні частини. Унаслідок цього між поверхневими і глибинними ділянками породи виникають тріщини, що розташовуються паралельно до поверхні. Породи вздовж цих тріщин починають лущитися і відшаровуватися. Подібний процес відшарування поверхневих ділянок гірських порід ***називають десквамацією*** (від лат. *desquamatio* – знімати луску). Утворення вздовж поверхні тріщин, які часто є невидимими для ока, значно знижує міцність гірських порід. Найінтенсивніше руйнування гірських порід унаслідок температурного звітрювання відбувається у тих кліматичних областях, де виникають часті і різкі перепади температур. Такими областями на земній поверхні є пустелі, де амплітуда перепаду добових температур досягає **50–60 °С,** а сезонних – майже **100 °С**, та схили високих гір, де завдяки прозорості повітря радіація виявляється набагато сильніше, ніж на сусідніх рівнинах. Інтенсивному фізичному руйнуванню гірських порід сприяє випадання на їхню розігріту сонцем поверхню холодних дощів і граду за умов спекотного вологого клімату, лісових і степових пожеж та ін.

На нашу думку, у складі температурного звітрювання треба виділяти морозне звітрювання та інсоляцію.

Морозне звітрювання відбувається внаслідок впливу періодичного повторення стискувань і розширень, що супроводжують процес замерзання і відтавання води в тріщинах і пористому просторі

гірських порід з огляду на перепад температури поблизу точки замерзання води. Як відомо, внаслідок замерзання і перетворення у лід, а також танення льоду вода розширюється приблизно на 9,8 % від первинного об'єму, від чого виникає колосальний тиск (до 2,0–2,5 тис атм.) на стінки тріщин, руйнуючи навіть найміцніші породи [72].

Інтенсивність морозного звітрювання залежить від наявності води в гірських породах (воднофізичних властивостей гірських порід) і циклічності перепаду температури поблизу точки замерзання води. Найбільше піддаються морозному звітрюванню мікропоруваті вологоємні осадові породи (глини, суглинки, мергель, крейда, глинисті й дрібнозернисті піски) та сильно тріщинуваті гірські породи будь-якого походження. Невологоємні породи, такі як гравій, крупнозернисті піски, які добре пропускають воду, слабко піддаються процесам морозного звітрювання. Температурний цикл значно впливає на глибину проникнення морозного звітрювання і на розміри утворених уламків гірських порід. Якщо цикл замерзання і відтавання добовий (наприклад, у високогірних областях зі спекотним кліматом), то холод доходить до незначних глибин, що призводить до утворення малопотужних відкладів дрібних уламків. Якщо ж у більшій частині року зберігаються низькі температури (у полярних областях і високогір'ях вище снігової лінії), то навіть у глибоких тріщинах вода може замерзати й танути, дроблячи породу на великі блоки.

Явища руйнування внаслідок стиснення водонасичених порід відомі мешканцям не лише Крайньої Півночі, а й м. Москви. У січні 1977 р., коли температура повітря знизилася до **–40 °С**, на деяких магістралях південно-західної частини столиці Росії асфальт дорожнього покриву внаслідок переохолодження водонасичених суглинків, які були під асфальтом, виявився розбитим серіями тріщин шириною до декількох міліметрів.

Здатність гірських порід у вологому стані витримувати численне замерзання і відтавання без суттєвої зміни механічної міцності ***називають морозостійкістю,*** яка є важливим показником якості природних кам'яних будівельних матеріалів. У магматичних гірських породах морозостійкість, звичайно, значно вища, ніж в осадових.

Ще одним різновидом температурного звітрювання є **інсоляція,** тобто руйнування порід унаслідок сильного нагрівання каміння сонячним випромінюванням, яке відбувається, зазвичай, у пустелях, де випадає дуже мала кількість опадів (до 200–250 мм щороку). Наприклад, у містечку Ваді-Хальфа (Судан) за рік випадає лише 1 (**!**) мм опадів. А в пустелі Атакама (Чилі) є райони, де річні опади становлять десяті частки міліметра. Різкі перепади добових температур у пустельних та високогірних районах спричиняють інтенсивне руйнування материнських субстратів. Зокрема, у Кизилкумах поверхня скель удень нагрівається іноді до 80 °С, а вночі охолоджується майже до 0°, а іноді й нижче. Унаслідок таких різких перепадів температур зміни об'єму мінеральної маси особливо значущі, тому інсоляція в пустелях відіграє дуже важливу роль.

Повчальний приклад руйнування порід унаслідок інсоляції та розширення навів У. Твенгофел [132] на прикладі цементних шосейних доріг поблизу м. Мадісон (шт. Вісконсін, США). Тут спекотного дня в липні 1927 р. у точках сполучення двох бетонних блоків шосе від поверхні бетону відлітали уламки до **15–30 см** у діаметрі та завтовшки близько **2,5 см** з такою силою, що пролітали відстань у декілька метрів. Таке руйнування почалося лише через сім років після будівництва дороги.

Значно посилює температурне звітрювання наявність води. В сухому і спекотному кліматі зрідка випадають дощі, які мають звичайно характер потужних злив. Вони зумовлюють різке охолодження розпечених сонцем порід, яке призводить до швидкого і нерівномірного стискання мінералів у породі, а також набухання глинистих мінералів і, як наслідок, до їхнього інтенсивного руйнування.

Пухка тріщинувата порода може додатково піддаватися дії крапель дощу, ударам води, яка тече; морського прибою, дія якого багаторазово підсилюється, якщо він переносить великі уламки. Подібну роль відіграють удари вітру, що несе пил і пісок. Найбільшу руйнівну силу виявляють льодовики, що рухаються, оскільки вони виорюють цілі масиви порід. Донедавна вважали, що природне механічне подрібнення гірських порід зумовлює утворення

частинок псамітової, зрідка алевритової розмірності. Недавні дослідження в арктичних районах засвідчили, що в зоні багаторічної мерзлоти формуються цілі горизонти порід потужністю від декількох метрів, які значною мірою (понад 50 %) складені з уламків свіжих мінералів пелітової розмірності. Глибина зони фізичної дезінтеграції порід звичайно обмежена декількома десятками метрів, однак може досягати 200 м, оскільки це визначено бурінням гранодіоритового масиву в Сучанському кам'яновугільному басейні на Далекому Сході.

Унаслідок морозного звітрювання гірську породу руйнують сили кристалізації льоду. Аналогічні процеси подрібнення порід відбуваються під впливом росту кристалів кальциту, галіту, сильвіну та інших мінералів. Випадаючи з водного розчину у капілярних тріщинах і порах, кристали, що ростуть, створюють тиск на стінки тріщин, достатній для розколювання найміцнішої породи. Про силу цього тиску можна судити з того прикладу, що внаслідок кристалізації гіпсу з ангідриту виникає тиск у 1 100 атм. (!). Процеси руйнування гірських порід унаслідок росту кристалів найхарактерніші для зон з аридним кліматом. Ж. Мілло [83] провів цікавий експеримент: зразки гірських порід помістили в термостаті у насичений розчин гіпосульфіту натрію за температури 700 °С. Зразки швидко вкривалися кристалами цієї сполуки. Потім двічі в день (вранці і ввечері) зразки зволожували. Унаслідок цього шматочки граніту масою 100 г протягом трьох місяців повністю руйнувалися.

Подібно призводять до руйнування порід рослини своїм корінням або молодими пагонами. Тонкі корінці рослин досить легко проникають у невеликі тріщини в гірських породах і, зростаючи, створюють великий осмотичний тиск на стінки тріщин (до 100–400 атм.), що спричинює розширення цих тріщин, а отже, і руйнування монолітних гірських порід. Тому у тайзі дуже часто можна спостерігати, як на високій гранітній сопці ростуть великі красені – сосна, кедр, береза, осика або інше дерево. Молоді пагінці багатьох рослин мають велику живу силу і під час росту можуть руйнувати найміцніші породи. Зокрема, бамбук, що за ніч виростає на 0,5–1,5 м, пробиває бетонне багатометрове перекриття

стратегічних аеродромів у Лаосі, з яких американські бомбардувальники В-52 (маса такого літака з бойовим спорядженням може досягати 200 т) літали бомбувати В'єтнам під час війни. Ясна річ, що в бамбукових лісах та чагарниках ґрунт зазнає інтенсивної руйнівної дії паростками й корінням бамбука. Навіть відмерле коріння рослин продовжує руйнувати материнські породи, коли набухає після чергового дощу.

Значним чинником фізичного звітрювання є руйнівна дія рухливих вод – як поверхневих, так і морських. Швидкість руйнування морських берегів, що виступають у море, може бути значною. За даними В. Зенковича [45], береги, складені масивними кристалічними породами, зазнають розмивання в наш час із середньою швидкістю у декілька міліметрів за рік. Береги, складені осадовими щільними породами, піддаються абразії на декілька сантиметрів або й дециметрів за рік. Пухкі осадові породи можуть бути розмиті морем зі швидкістю від декількох до 15–20 м/рік. Швидкість розмивання берегів зменшується з виробленням деякого межового профілю, за якого берег, складений навіть пухкими породами, припиняє руйнуватися.

Прикладом інтенсивної руйнівної дії моря є історія вулканічного острова **Юлія**, що утворився в липні 1831 р. біля берегів Сицилії. Не встигла Англія в серпні оголосити його власністю Британської корони, як у жовтні того ж року острів був повністю зруйнований хвилями, а через рік зник зовсім.

Дещо менше, на перший погляд, помітна руйнівна робота річок, тимчасових потоків і дощової води. Насправді ж вона значно перевищує руйнівну силу моря. За розрахунками Дж. Баррела [151], з діяльністю річок пов'язано близько 99 % об'єму порід суші, що руйнуються. Незважаючи на незначне перебільшення, статистика дає чітке уявлення про масштаби руйнівної та транспортувальної діяльності річок.

Одним з прикладів руйнівної діяльності тічних вод є утворення ярів. Виникаючи в пухких породах спочатку як невеликий дефект рельєфу (тріщина, колія на дорозі, вибоїна тощо), яр швидко розвивається й захоплює великі площі. Швидкість розвитку ярів звичайно становить 10–15 м/рік, досягаючи іноді 60–80 м/рік, що дуже шкодить господарству, зокрема, в Україні.

Потужним подрібнювальним чинником земної поверхні є льодовики. Льодовик, який починає рухатись, зриває всі виступи свого ложа, що вмерзли в лід. Ця маса каміння утворює своєрідний величезний і дуже потужний терпуг, який обдирає, шліфує і виорює територію, по якій "повзе" льодовик. Значну частину цього виораного матеріалу він захоплює з собою, а потім відкладає в місцях, де тане. Про розміри руйнування, яке спричиняє рухомий лід, дають уявлення потужні товщі моренних відкладів, поширених на південному заході європейської частини колишнього СРСР.

У багатьох випадках потужним подрібнювальним чинником є вітер. Унаслідок перенесення величезних мас піщинок і пилу він шліфує й абрадує гірські породи, утворюючи характерні форми еолового звітрювання. Дія вітру інтенсивно виявляється в пустелях і напівпустелях, де вітри розвивають значні сили і внаслідок еолової абразії (дефляції) формують великі маси тонкого матеріалу, який переміщається на величезні площі поза межі пустель, утворюючи, зокрема, лесові товщі потужністю до 500 м (Китай та ін.).

Сила тяжіння сама по собі не спричиняє руйнування гірських порід, однак є постійним чинником у всіх перелічених процесах. Наприклад, внаслідок теплового, морозного чи іншого фізичного звітрювання на схилах гір або інших нахилених площинах уламки, що відокремлюються від монолітної породи, під дією сили тяжіння скочуються донизу. Тому поверхня схилу залишається відслоненою і відкритою для подальшого руйнування та звітрювання.

На хід і розвиток фізичного звітрювання значно впливає ***тектонічний режим*** і процеси. Унаслідок підняття земної кори виводяться на денну поверхню і піддаються руйнуванню щораз нові верстви літосфери. Такі катастрофічні процеси, як землетруси, виверження вулканів та інші активні тектонічні рухи, спричиняють розтріскування порід, що спричинює наступне їхнє руйнування, бо чим густіша мережа тріщин, тим інтенсивніше звітрювання. У зонах тектонічних розломів та інших розривних порушень відбувається подрібнення та розтирання величезних мас гірських порід, що прокладає шляхи для звітрювання. Тектонічні тріщини і розломи визначають розташування річкової мережі і зон найактивнішого звітрювання, до яких часто приурочені потужні лінійні

ні кори звітрювання. Ці процеси призводять до **обвалів, зсувів, селів, інших грязьових потоків та іншого типу переміщення величезних мас пухкого матеріалу.** Прикладом можуть слугувати величезні брили вапняків та інших порід на Південному березі Криму (зокрема, біля Симеїза), скинуті у море внаслідок землетрусів.

Величезні маси твердого, рідкого та газоподібного матеріалу викидають під час виверженнь вулкани. Внаслідок виверження вулкана Катмай (на Алясці) 1912 р. було викинуто близько 20 км^3 твердих продуктів, з яких 90 % становив попіл. Дощ з вулканічного попелу тривав безперервно 25 год, утворивши на земній поверхні шар завтовшки понад 4 м. Тоненький шар цього попелу виявлено на всіх континентах та океанах. Вулкан Тамбора (Індонезія) внаслідок виверження 1815 р. викинув близько 150 км^3 (**!**) вулканічного попелу і піску, який також був рознесений на величезні площі. Окрім того, унаслідок вулканічних вибухів відбувається руйнування, подрібнення та розтріскування монолітних порід, що відкриває шлях для подальшого інтенсивного звітрювання.

У XIX–XX ст. дуже серйозним чинником руйнування земної кори стала людина. Про це вперше зазначив акад. В. Вернадський [19], який наголосив, що людина у XX ст. перетворилася в найпотужнішу геологічну силу. Людина активно і, на жаль, не завжди розумно втручається у природу і змінює її. На літосферу найбільше впливають сільськогосподарські роботи, гірничо-добувна і будівельна промисловість та багато інших галузей технічної діяльності людства. Інтенсифікація сільського господарства призводить до освоєння, дуже часто хижацького, щораз нових угідь, до бездумного руйнування цілинних і перелогових земель, осушування боліт та засадження пустельних земель з ненормованим використанням отрутохімікатів, які знищили Аральське море. Інтенсивне браконьєрське вирубування лісів (особливо у Карпатах) призводить до змивання з гірських схилів ґрунту та до оголення корінних порід, спричиняючи бурхливі повені, зсуви, грязьові потоки та інші катастрофічні явища, які активно руйнують земну поверхню й особливо сільськогосподарські угіддя. У кам'яновугільних басейнах та у місцях видобування різноманіт-

них корисних копалин відкритим способом на денну поверхню щороку викидають ~**200–250 млрд т** пухких "пустих" порід, які складають у величезні терикони, відвали, хвостовища, відстійники та інші техногенні рельєфні утвори, що займають величезні площі родючих земель та отруюють довкілля майже всіма елементами Періодичної системи. Дуже великі маси ґрунту виймають або викидають надпотужними вибухами під час будівництва каналів, ГЕС, водосховищ та інших інженерних споруд. Створення величезних штучних "морів" та водойм, абсолютно бездумна меліорація різко впливає на гідрологічний режим не лише річок і озер, а й морів (Арал, Кара-Богазгол та ін.).

Усе це засвідчує, що технічна діяльність людини стала активним і дуже часто негативним чинником руйнування літосфери і седиментогенезу.

Такий не дуже повний перелік чинників і процесів фізичного звітрювання.

У процесі звітрювання починається диференціація речовини, відокремлення уламкового матеріалу і залишкових продуктів від розчинів. Продукти звітрювання є цінними корисними копалинами. Внаслідок фізичного звітрювання (з перенесенням уламкового матеріалу) виникають розсипні родовища шляхетних металів, коштовного каміння, рідкісних і радіоактивних елементів. Хімічне звітрювання призводить до формування родовищ первинного каолініту, бокситів, руд заліза, мангану, нікелю, кобальту та інших рідкісних металів.

Звітрювання гірських порід в атмосферних умовах відбувається досить швидко. За даними Л. Рухіна [116], початкова стадія руйнування граніту на земній поверхні розпочинається через 40–350 років, мармурів – через 20–135, а руйнування гранітів на глибину 5 см – через 340–1500, мармурів – через 340–1200 років. З огляду на тривалість геологічного часу легко уявити собі масштаби звітрювання. К. Оллієр [89] уважає, що знайти середню глибину звітрювання для якого-небудь району досить важко. Нині для цього часто використовують дані про максимальні глибини, хоча їх можна розглядати як випадкові величини. Є повідомлення про дуже великі глибини, на які проникає звітрювання.

У Нігерії та Уганді глибина звітрювання досягає 100 м. У деяких районах Чехії та Словаччини каолінове звітрювання досягає 30 м. Звітрювання гранітів Квінсленду (Австралія) проникало на глибину до 45 м, Нового Південного Уельсу – на 300 (!), Вікторії – 80, Західної Австралії – 40 м. У Квінсленді крейдяні осадові породи звітрилися на глибину понад 100 м. У Рам-Джангл пірит вилугуваний на понад 200 м [89].

Під час будівництва гідроелектростанції Кейва в шт. Вікторія (США) глибоке звітрювання було однією з головних інженерних проблем. Існують приклади звітрювання кристалічних сланців на глибину 200 м, гнейсів – 320, гранодіоритів на значній території – на 120 м і більше, а окиснена міднорудна жила виявлена на глибині 350 м нижче денної поверхні. Такі великі глибини звітрювання зафіксовані на будівництві у Снігових горах Австралії.

Ще 1930 р. П. Вейджелер писав про глибини звітрювання у 400 (!) м. Мабуть, про найбільшу глибину звітрювання повідомили 1963 р. В. Разумова і М. Херасков [108], які писали, що на Російській платформі звітрювання за окремими тріщинними зонами фундаменту платформи проникало глибше, ніж на 1 000 і аж до 1 500 (!) м.

Дуже великі глибини звітрювання виявляють у разі дослідження рудних родовищ, утворених шляхом гіпергенного збагачення.

1.2. Хімічне звітрювання

Майже завжди одночасно з механічним руйнуванням порід простежується їхнє хімічне звітрювання. Процес розкладання гірської породи в умовах зони осадонагромадження, який відбувається зі зміною її мінерального та хімічного складу, називають **хімічним звітрюванням**. Процес хімічного звітрювання – це низькотемпературний гіпергенний інфільтраційний метасоматоз, який відбувається за допомогою інконгруентного гідролізу порід

і мінералів різного складу прісними фільтрованими водами різноманітного походження. Фізичне і хімічне звітрювання впливають на породу одночасно, чим сприяють одне одному. Щільна масивна порода або мінерал погано піддаються як фізичному, так і хімічному звітрюванню. Якщо ж цей зразок добре подрібнити, то він почне розчинятися навіть у воді. Наприклад, уважають, що польові шпати є дуже погано розчинними не лише у воді, а й у сильних кислотах. Якщо ж кристал чи уламок польового шпату розтерти до пудри з розміром частки 0,002 мм, то мінерал почне розчинятися вже у слабкокислій воді. З іншого боку, порода, у якій один з мінералів зруйновано, буде дуже швидко розпадатися на уламки. Наприклад, якщо відшліфувати кубічний моноліт граніту або базальту, то він зможе простояти сотні, а то й тисячі років без видимих ознак звітрювання. Коли ж розчинити один зі складових мінералів цієї породи, то вона розпадеться на шматки різного розміру протягом десятків років.

Як уже зазначено, хімічне звітрювання відбувається в усіх типах літогенезу, проте з дуже різними швидкостями. Швидкість хімічних реакцій на земній поверхні залежить від двох чинників: температури і наявності води в рідкому стані.

Згідно з правилом Вант-Гоффа, швидкість хімічних реакцій подвоюється або навіть потроюється внаслідок підвищення температури на 10 °С. Розраховано, що швидкість реакції v за температури 10 °С досягне $2v$ за 20 °С, $3v$ за 25,85 і $4v$ за 30 °С. Як бачимо, між 26 і 30 °С відбувається така ж зміна, як і між 10 і 20 °С. Зрозуміло, що в тропічних країнах хімічне звітрювання відбувається значно інтенсивніше, ніж у помірних, а тим більше у високих широтах. В. Фролов [136] розрахував, що крайні за абсолютною амплітудою температурних коливань (± 17–17,5 °С) точки Землі відрізняються за швидкостями хімічних реакцій більше ніж у 30 000 разів!

Однак навіть найвища температура не може спричинити найменшого хімічного звітрювання, доказом чого є мізерний розвиток процесу на територіях за умов спекотного аридного клімату. Для розквіту хімічного звітрювання обов'язкова наявність води в рідкому стані. Полюс посушливості міститься в пустелі Атакама (Чилі), де щороку випадає аж (!) 0,1 мм опадів і протягом 400 років

не випало жодної краплі дощу. А коли в XX ст. нарешті випав дощ, то це була страшенна злива, яка знищила невелике місто. У Судані є місто Ваді-Хальфа, розташоване в долині р. Ніл, однак там випадає аж 1 мм/рік опадів. А за період з 1955 по 1976 рр. на цій території взагалі не випало жодної краплини. Через незвичайну сухість повітря в алжирській Сахарі існує місто Фазі (Тегазі), яке повністю збудоване з кам'яної солі. І це не лише будинки від фундаментів до дахів, а й стародавня фортеця з баштою та високий мур довкола неї. Сіль – єдиний будівельний матеріал з родовища, яке є поблизу. Місто Фазі існує багато століть, адже дощі в цій місцевості – таке ж диво, як, наприклад, сніг улітку в Києві. Детальну інформацію щодо властивостей, структури та різновидів води див. у додатку І.

Особливо потужного ефекту хімічне звітрювання досягає там, де висока температура поєднана з високою вологістю клімату. Такі умови є у тропіках, тому кори звітрювання материнських порід у цих областях досягають потужностей у десятки і сотні метрів.

За М. Страховим [128], хімічне звітрювання *в гумідному літогенезі відбувається завдяки низхідній течії води, яка промиває верхні горизонти порід, що виходять на поверхню.* Дощові води, які випали на водозборах, а також талі води стікають переважно в ріки. Менша їхня частина просочується на деяку глибину у верхні шари порід, а потім рухається крізь них паралельно до нахилу рельєфу. На знижених ділянках піднять вони виходять на поверхню в ярах і знову потрапляють до річок. Цей низхідний потік води постійно промиває верхні шари порід на водозборах у гумідному літогенезі і є специфічною особливістю цього літогенезу.

Енергію для процесів хімічного звітрювання постачає сонячне випромінювання, тобто вона є екзогенною. Магматичні та метаморфічні породи, які, як рівноважні хімічні системи, виникли у цілком інших ендогенних умовах, на земній поверхні стають нестійкими. Внаслідок цього всі породи, тобто мінерали, що їх утворюють, намагаються перейти у стан рівноваги з термодинамічними умовами. Цей перехід відбувається у вигляді низки реакцій, напрям яких заданий другим законом термодинаміки, та

принципом Ле-Шателье зокрема, який формулюють так: ***якщо в системі, яка перебуває в стані рухомої рівноваги, змінити температуру, тиск або концентрацію речовин, то стан рівноваги зміститься у напрямі, що протидіє початковій зміні.*** Тому мінерали глибинних порід, утворені внаслідок впливу високих тисків і температур, мають складну хімічну будову, велику кристалічну щільність і густину та інші ознаки ендогенного походження. В екзогенних умовах вони перетворюються у нові мінеральні види з простішим хімізмом, менш упорядкованою кристалічною структурою, більшою дисперсністю і меншою об'ємною масою. За цієї умови відбувається виділення тепла і збільшення об'єму, що відповідає принципу Ле-Шателье.

1.2.1. Чинники і реакції хімічного звітрювання

Хімічне звітрювання пов'язане зі значною перебудовою матеріалу первинних гірських порід. Унаслідок цього відбувається розкладання багатьох породотвірних мінералів і створення нових мінеральних асоціацій. Ряд стійкості звичайних породотвірних мінералів щодо звітрювання протилежний до ряду послідовної кристалізації за Розенбушем–Боуеном (рис. 1.1), стійкішими є кінцеві мінерали: кварц, мусковіт, калієвий польовий шпат, альбіт, а менш стійкими – початкові мінерали реакційної схеми: олівін, піроксен, амфібол, кальцієві плагіоклази. Руйнування базитів і гіпербазитів у зоні гіпергенезу відбувається завжди інтенсивніше, ніж звітрювання гранітоїдів.

До того ж, Ж. Педро [92] експериментально довів, що швидкість проникання води і ступінь повного руйнування для базальтів удвічі більші, ніж для гранітів.

Серед найважливіших чинників, тобто реагентів хімічного звітрювання гірських порід і мінералів треба, перш за все, назвати воду, кисень, вуглекислий газ, азот, світлове випромінювання Сонця, мінеральні кислоти, живі організми та органічну речовину.

Роль води у хімічному звітрюванні важко переоцінити. Окрім того, що вона є універсальним середовищем реакцій, вона сама ще й потужний реагент. Під дією води відбуваються такі реакції: а) розчинення, б) гідратація, в) гідроліз і вилуговування. Детальну інформацію щодо розчинів див. у додатку ІІ.

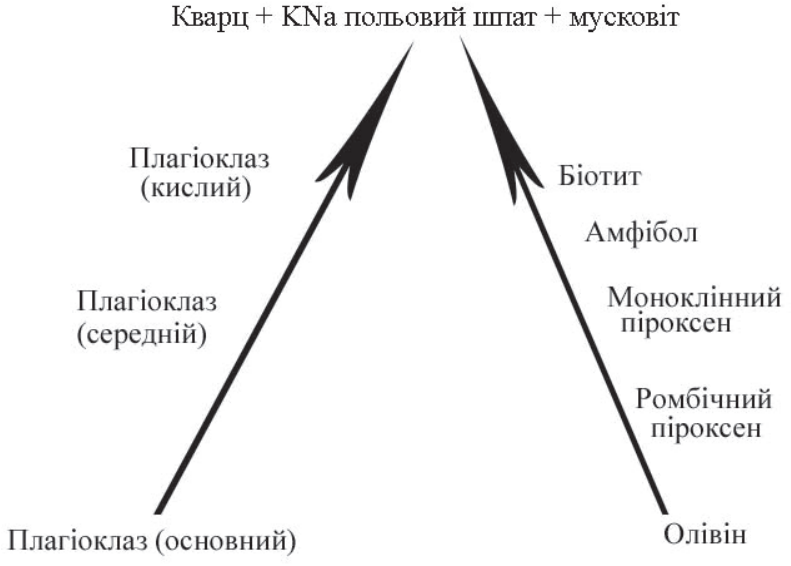

Рис. 1.1. Ряд стійкості звичайних породотвірних мінералів щодо звітрювання. Стрілками показано напрям зростання стійкості мінералів у зоні гіпергенезу

1.2.2. Водневий показник та його роль у процесах звітрювання

Хімічна активність води та її здатність до розчинення, зокрема**, значно залежить від кислотності реакції, яка визначена водневим показником – pH**. Ця величина є від'ємним логарифмом концентрації йонів водню у розчині:

$$pH = -\lg [H^+].$$

Відомо, що значна частина молекул води перебуває у дисоційованому стані:

$$H_2O \leftrightarrow 2H^+ + OH^-.$$

В ідеальному стані концентрації окису водню та гідроокису у воді $[H^+] = [OH^-] = 10^{-7}$ мг/екв/л. Тобто pH такої води дорівнює 7 і це середовище вважають нейтральним, середовища з pH > 7 є лужними, <7 – кислими. Загалом pH може зростати від 1 до 14. Звичайно ж якась частина молекул H_2O є дисоційованою і залежно від співвідношення концентрацій іонів H^+ та OH^- змінюється характер реакції води та водночас її "агресивність". Дисоціація води значно залежить від температури. Якщо вважати, що концентрація водневих іонів у воді за 0 °С дорівнює 1, то за 25 °С вона досягне 3, а за 40 °С – 5,3. Унаслідок цього звітрювання за умов арктичного клімату за середньої температури –10 °С і чотирьох місяців без морозу буде у 20 разів слабшим, ніж у тропіках за середньої температури +30 °С та повного року без морозу. У природі цей період менш тривалий. На рис. 1.2 показано результати замірів pH та Eh для 6 000 природних середовищ, що їх виконав Л.Баас-Бекінг зі співавт. ще 1963 р.

Як бачимо, значення pH природних середовищ зростає від 1 до 12. **Найкислішими (pH = 1–2) є води деяких термальних джерел**, а за даними Л. Пустовалова [107], у сірчаних пагорбах Середньої Азії, де наявні розчини концентрованої сірчаної кислоти, зафіксовано pH = -1. Аналогічні значення зареєстровано в чилійських накопиченнях гуано, де в розчинах наявна азотна кислота. Кислими є води боліт (pH = 4). Дощові води мають слабкокислу реакцію (pH = 6), а річкові води близькі до нейтральних (pH = 7). Морські води слабколужні (pH = 8–9). Найбільш лужними є води в засолонених ґрунтах (pH = 10) та в деяких реліктових водах (холодне джерело такої води відоме у Північній Каліфорнії (США), де pH = 11,6). Зміну pH природних середовищ показано на

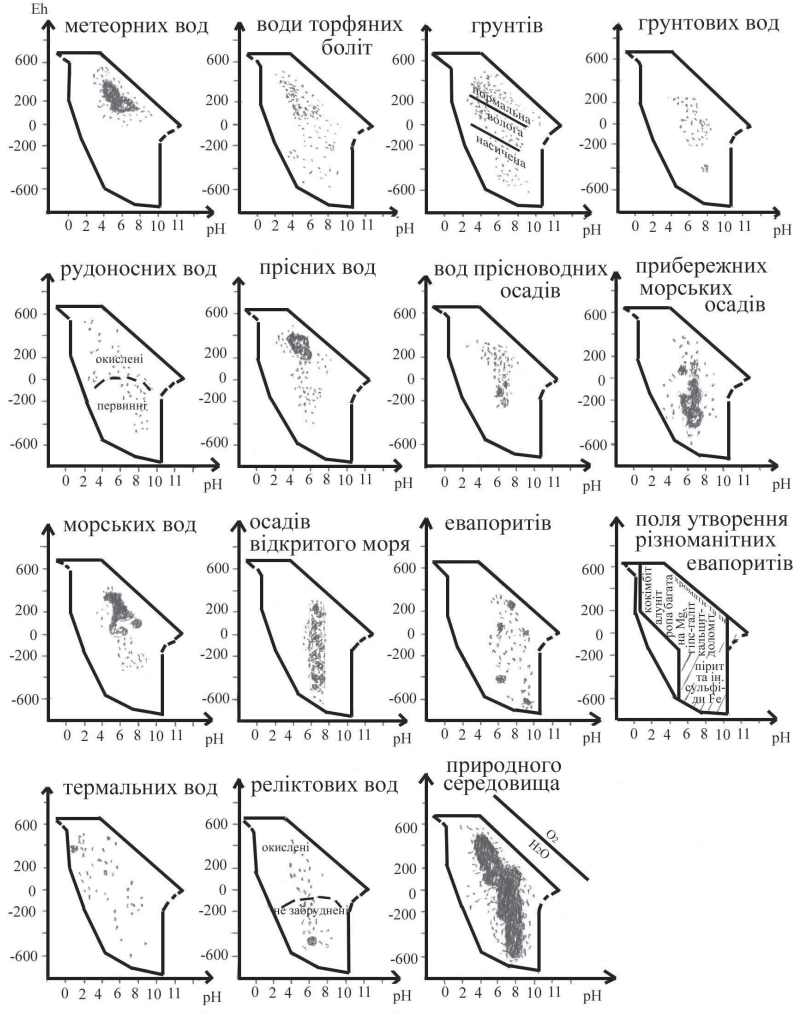

Рис. 1.2. Залежність pH від Eh у водному середовищі,
за Л. Баас-Бекінг [5]

рис. 1.3. Звичайно, такі різкі коливання pH не можуть бути зумовлені лише дисоціацією води. На них впливає наявність у розчинах різних кислот, лугів, хімічних елементів та сполук, які змінюють

pH середовища у той чи інший бік. Якщо в краплину дистильованої води з нейтральною реакцією (pH = 7) засипати дрібний порошок різноманітних мінералів, а потім знову заміряти її pH, то отримаємо дуже різноманітні результати (рис. 1.4). Значення pH контролює розчинність багатьох хімічних сполук, а також визначає момент їхнього випадіння у осад. За відношенням до pH можна виділити чотири типи хімічних сполук:

1) сполуки, розчинність яких практично не залежить від pH. Це легкорозчинні сполуки типу нітратів, хлоридів, частково сульфатів і карбонатів калію, натрію тощо;
2) сполуки, розчинність яких зростає зі збільшенням pH. До них, перш за все, належить аморфний SiO_2, тобто ортокремнієва кислота $Si(OH)_4$. Як видно з рис. 1.5, за pH до 7 кремнекислота дуже погано розчинна, однак за pH >8 її розчинність різко зростає. Це явище відіграє величезну роль у геохімії кремнію в літосфері;

Рис. 1.3. Середні значення pH природних середовищ, за В. Казаріновим [53]

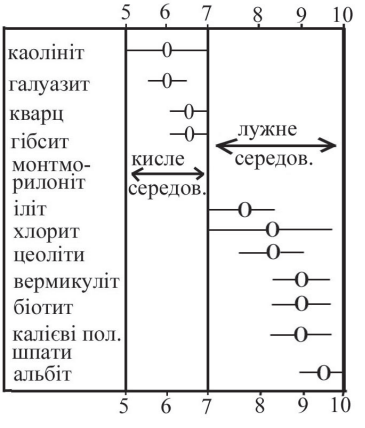

Рис 1.4. pH краплі води з порошком різних мінералів, за Л. Пустоваловим [107]

3) сполуки, розчинність яких зменшується зі збільшенням pH. Це, передусім, Fe_2O_3, який добре розчиняється у дуже кислих середовищах з pH < 3, а в більш лужних умовах стає практично нерозчинним і випадає в осад (див. рис. 1.5). Подібну властивість має $CaCO_3$: добре розчиняється у кислому середовищі і стає практично нерозчинним за pH = 8,5, чим пояснюють його погану розчинність у морських водах (див. рис. 1.7);
4) сполуки, які добре розчиняються в кислому і лужному середовищах (рис. 1.6). Це, перш за все, алюмінію гідроксид $AI(OH)_3$, який добре розчиняється в середовищах з pH < 4 та > 10. Аналогічно розчиняються фосфати. За даними Д. Аскіназі [3], P_2O_5 переходить у розчин із фосфатів Ca, Fe, і Al у кислих умовах ($CaHPO_4$ – за pH < 5,5; $AlPO_4$ – за < 3,5; $FePO_4$ – за <2,5 і в дуже лужних середовищах з pH понад 10–11).

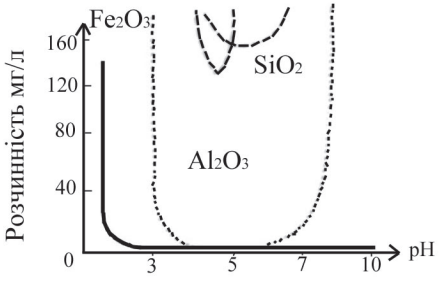

Рис. 1.5. Залежність розчинності SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 від pH, за В. Крамбейном, Р. Гаррелсом [60]

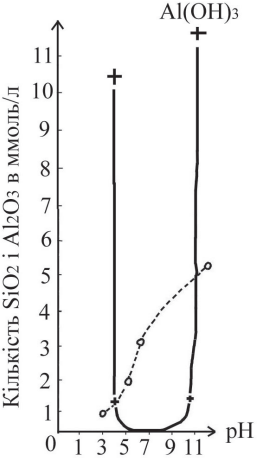

Рис 1.6. Залежність розчинності $Al(OH)_3$ від pH, за В. Крамбейном, Р. Гаррелсом [60]

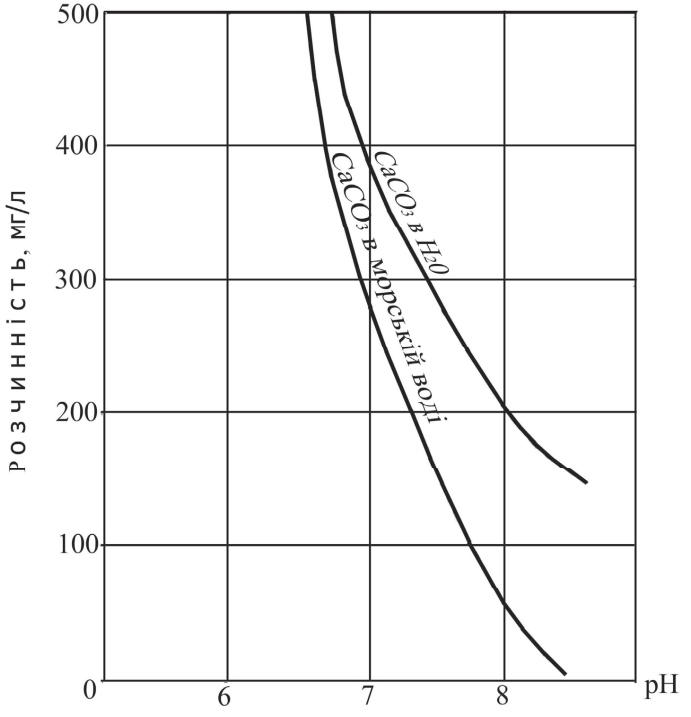

Рис 1.7. Залежність розчинності $CaCO_3$
у прісній та морській воді від pH

Серед іонів, які найбільше реагують на зміну pH, В. Крамбейн і Р. Гаррелс [60] назвали CO^{2-}_3; PO^3_4; OH^-; S^{2-}; SO_4.

Гідратація є другою формою участі води в хімічному звітрюванні. Ця реакція полягає в приєднанні молекул води до якоїсь раніше безводної сполуки. Найпростішим прикладом є утворення гіпсу з ангідриту:

$$CaSO_4 + 2\ H_2O \leftrightarrow Ca\ SO_4 .\ 2\ H_2O.$$

Це і є наслідком реакції гідролізу між іонами мінералу та води. Силікати можна розглядати як солі слабких кислот та сильних

лугів, що пояснює лужний характер цієї реакції. Процес гідролізу зумовлює суттєві зміни складу як рідкої, так і твердої фази. Вилучення з водного розчину іонів водню призводить до накопичення груп OH^- і утворення вод з високими значеннями pH та виникнення нових мінеральних видів і формування металоносних легкорозчинних сполук. Зокрема, так відбувається значне (до 65 %) збільшення об'єму породи, яке іноді призводить до катастрофічних явищ (скупчення ґрунту, утворення горбів тощо). Зворотний процес відбувається за підвищеного тиску і температури, його називають дегідратацією. Унаслідок дегідратації утворюються порожнини в масивах гірських порід, карст, провалля та інші геологічні катастрофічні явища.

Іншим дуже поширеним прикладом може бути утворення бурих залізняків або лімонітових мас за умови окиснення піриту або гематиту:

$$Fe_2O_3 + H_2O = Fe_2O_3 \cdot n\ H_2O.$$

Наявність у зоні окиснення сульфідних родовищ є важливою розшуковою ознакою, оскільки ці утворення мають яскраве червоно-буре забарвлення, і такі зони добре видно на значній відстані.

Гідроліз – найскладніша хімічна реакція, у якій вода відіграє роль головного реагента. Це процес розкладання водою важкорозчинних мінералів і сполук складної хімічної будови, зокрема, силікатів. У водному середовищі з поверхні будь-якого мінералу (у тому числі й силікатів) мігрують іони різних елементів, особливо лужних і лужноземельних. Експериментально доведено, що порошок силікатної породи, поміщений у посуд з дистильованою водою, нейтральне pH середовище швидко перетворює на лужне. Зокрема, за умови фільтрації води через вертикальну трубку, заповнену порошком граніту, середовище поступово стає лужним з **pH = 9,6** (див. рис. 1.6).

Протягом гідролізу силікатів відбуваються такі процеси:

1) вилуговування, розчинення та винесення лужних і лужноземельних елементів шляхом обміну на йони водню,

що постійно є у воді. Звідси й походить термін ”гідроліз” (гідрогеніум – водень (латин.));

2) руйнування і перебудова кристалічної ґратки мінералів. Звичайно, замість каркасної структури утворюється шарувата, властива глинистим мінералам;
3) водночас із попередніми реакціями відбувається гідратація залишків мінералу і виникають, зазвичай, глинисті мінерали, які мають у складі групу (OH^-), якої не було у первинному мінералі. Це такі мінерали, як гідрослюди, гідрохлорити, каолініт та ін.;
4) часткове винесення SiO_2 і Al_2O_3 з уламків кристалічної ґратки. Експериментально доведено, що кількість вивільненого кремнезему і глинозему за тривалого вилуговування ортоклазу [154] залежить (знову ж таки) від значення pH. У кислому середовищі виноситься більше Al_2O_3, у нейтральному – SiO_2, а в лужному − приблизно однакові кількості цих сполук. Це явище неважко пояснити на підставі наведених вище кривих розчинності SiO_2 і Al_2O_3.

Реакцію гідролізу в узагальненому (дещо спрощеному) вигляді можна зобразити так [54, 157]:

$$M\ SiAlOn + H^+OH^- \leftrightarrow M^+OH^- + Si[OH_4]n + [Al)OH)_6]n^{3-},$$

або ж

$$Al(OH)_3 + (M, H)\ Al\ (Si.Al)\ On,$$

де M – металеві катіони (K, Na, Ca, Mg та ін.). Останній член реакції (M, H) Al (Si.Al) може означати принаймні три ймовірні речовини: глинисті мінерали, цеоліти або силікатні уламки. Форма кінцевого продукту гідролізу дуже залежить від інтенсивності цього процесу. За умови помірної реакції виникають такі мінерали, як гідрослюди, вермикуліт, гідрохлорити та інші досить складні сполуки, що містять катіони K, Na, Ca, Mg та інші; за активнішого процесу утворюється каолініт і, нарешті, за дуже інтенсивного гідролізу в продукті реакції залишаються вільні гідрооксиди Al та частково Fe і SiO_2.

Гідроліз катіонів залежить від pH і температури середовища. На поверхні розділення кристалічної ґратки мінералів – силікатів – і води завжди є негативний заряд, що притягує диполі води, які полегшують вихід катіонів металів із кристалічної ґратки силікатів. Перехід катіонів із гратки в навколишню воду залежить від їхнього іонного потенціалу, що є співвідношенням заряду катіона до його іонного радіуса.

В. Гольдшмідт [34] за значенням іонного потенціалу розділив усі катіони на три групи. Розчинні катіони (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}), іонний потенціал яких менше 3,0, мають порівняно слабкий заряд, який принаймні притягує диполі води, утворюючи сольватовані йони (рис. 1.8). У цій формі їх і виносить вода після вивільнення з кристалічної ґратки мінералу. До цієї ж групи належать сильнорозчинні катіони калію, рубідію, цезію, що відрізняються дуже малим іонним потенціалом і з огляду на дуже малий заряд не притягують диполів води (катіони, що не гідратуються).

Катіони-гідролізати (Al^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{4+}), значення іонного потенціалу яких понад 3,0, однак менше 9,5, маючи середній іонний потенціал, утворюють з водою не сольватовані, а гідратовані йони, зокрема:

$$Al^{3+} + 3H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3\ H^+.$$

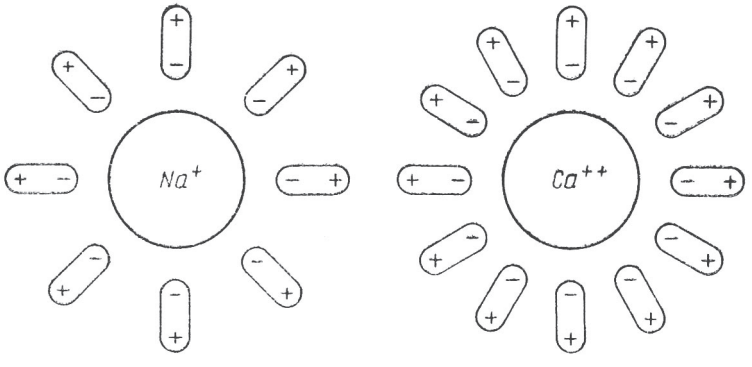

Рис. 1.8. Розчинні катіони (за класифікацією В. Гольдшмідта, [34])

З діаграми залежності розчинності $Al(OH)_3$ і $Fe(OH)_3$ від значення pH (див. рис. 1.5, 1.6) можна побачити, що винесення гідрооксидів заліза й алюмінію у вигляді дійсних розчинів із зони хімічного звітрювання материнських порід практично не можливе, оскільки води, які промивають зону звітрювання (дощові, річкові та ґрунтові), мають pH між 6 і 8 (див. рис. 1.3). Водночас кремнезем, який вивільняється під час розкладання силікатів, мігрує у вигляді дійсного розчину ортокремнієвої кислоти H_4SiO_4, розчинність якої за температури 220 °С у межах pH від 5 до 8 становить майже 200 мг/л. У випадку зміни pH до 10 розчинність кислоти різко зростає.

Оксіаніони $[CO_3]^{2-}$, $[PO_4]^{2-}$, $[SO_4]^{2-}$, що мають іонний потенціал понад 9,5, утворюються внаслідок дисоціації відповідних основ. У природних водах вони мігрують звичайно у формі $[HCO_3]$, $[H_2PO_4]^-$ і є добре розчинними.

Отже, для звітрювання порід шляхом гідролізу необхідна вода (це аксіома!), однак для повного руйнування маси порід шляхом гідролізу необхідно більше, ніж просте насичення породи водою. Геологічні спостереження свідчать про те, що свіжі зразки порід, дещо змінених звітрюванням, постійно трапляються серед порід, які тривалий час були насичені водою нижче рівня ґрунтових вод. Водночас у межах зони просочування (вище від рівня ґрунтових вод), де немає насичення водою, трапляються сильно звітрені породи. Це означає, що гідроліз відбувався не насиченням породи нерухомою водою, а багаторазовим оновленням вод, які, промиваючи породу, вилуговали розчинні продукти гідролізу.

Цим геологічні факти підтверджують відомий хімічний принцип, що є в основі загальної реакції гідролізу, а саме: ”для того, щоб реакція проходила праворуч (тобто продовжувалось звітрювання), необхідно аби розчинні продукти гідролізу вилучалися із зони реакції”. Продукти гідролізу можуть вилучатися цілком або частково внаслідок впливу таких чинників [155]:

1) повторного вилуговування прісними дощовими і сніговими водами;
2) уведенням Н-іонів, які:

а) будуть зв'язуватися з OH^- іонами, вилучаючи їх у формі води,

б) витісняти шляхом заміщення металеві катіони з їхніх сполук;

3) осадження іонів у вигляді порівняно нерозчинних сполук;

4) вилучення іонів шляхом комплексоутворення;

5) абсорбція й асиміляція продуктів живими організмами;

6) абсорбція продуктів колоїдними речовинами.

Звідси зрозуміло, чому найбільшої сили процеси гідролізу набувають у зонах вологого тропічного клімату, де кількість опадів досягає кількох метрів за рік.

Ж. Мілло [83] навів цікаві розрахунки, які наочно засвідчують значення всіх згаданих чинників (температура, інтенсивність гідролізу, pH розчину) у визначенні швидкості процесів хімічного звітрювання. Він писав: "У країнах де переважає спека, і середньодобова температура наближається до 30 °С, порівняно з країнами помірного клімату, де вона становить лише 10 °С, швидкість гідролізу зростає у 4 рази. Вилуговування протягом вологого сезону зумовлює інтенсивніше у 5 разів промивання, ніж у країнах з помірним кліматом. Нарешті, концентрація водневих іонів, яка залежить від вмісту азотної кислоти у дощових водах або від кількості кислих гумусових речовин зростає у 10 разів. Отже, швидкість звітрювання тут зросте у 200 разів. Стає цілком зрозумілим, чому тропічні країни є областями хімічного звітрювання".

Дуже потужним агентом хімічного звітрювання є кисень, що перебуває у вільному стані й розчинений у воді. Він відіграє величезну роль у будові всіх оболонок Землі – літосфери, гідросфери й атмосфери. У літосфері кисень міститься у зв'язаному стані, входячи до складу мінералів. Його вміст тут досягає 50 % (за масою). У поверхневих водах, окрім кисню, сполученого з воднем у молекулах води (йому належить 85 % ваги гідросфери), є звичайно частина вільного розчиненого кисню. В атмосфері кисень перебуває переважно у вільному стані, легко вступає в сполуки з іншими речовинами і становить у її нижній частині 20,95 %. До речі, Земля − єдина планета Сонячної системи, яка має кисневу атмосферу. З атмосфери вільний кисень проникає і в гідросферу,

і у верхні шари земної кори. Крім того, подекуди цей газ виробляють зелені водорості у процесі фотосинтезу. Якщо зібрати гази, розчинені у воді, і визначити їхні співвідношення, то виявиться, що кисню серед цих газів більше ніж в атмосфері. Вміст кисню розчиненого у воді змінюється, за даними Г. Вінклера [21], від 34,94 % за 0 °С до 33,60 % за –30 °С (табл. 1.1). Отже, у воді гази розчиняються вибірково: одні більше, інші – менше. Зокрема, вміст азоту в атмосфері становить понад 78 %, у повітрі, розчиненому у воді, змінюється від 18,99 см^3 за температури 0 °С до 10,38 см^3 за температури 30 °С (разом з аргоном). Розчинність газів у воді зменшується з підвищенням температури. Хоча кисень і становить близько половини маси земної кори, проте земна кора ним не насичена, оскільки багато елементів зі змінною валентністю перебувають у мінералах не лише в окисному, а й у відновному стані та у безкисневих сполуках, таких як $FeSiO_3$, FeS_2, AgS та ін. Усі ці мінерали, взаємодіючи з вільним киснем, окиснюються до вищих ступенів.

Головною реакцією, яку спричиняє кисень, є окиснення. Ця реакція полягає, здебільшого, у приєднанні вільного кисню до речовини, що зазнає звітрювання. У цьому випадку речовина або один з її складових атомів втрачає електрон (e^-). Найбільше піддаються окисненню мінерали, у складі яких є елементи зі змінною валентністю, що перебувають у відновному стані. Найчастіше це сполуки заліза й манґану та значно рідше − ванадію й урану.

Таблиця 1.1

Розчинність складових повітря у воді, за Г. Вінклером [21]

T, ˚C rh E	**CO_2, см^3**	**N_2 Ar, см^3**	**Сума**	**Вміст O_2 у повітрі**
0	10,19	18,99	29,18	34,94
+10	7,89	14,97	22,84	34,47
+15	7,04	13,51	205,5	34,25
+20	6,36	12,32	18,68	34,03
+25	5,78	11,30	17,08	33,82
+30	5,26	10,38	15,64	33,60
rh	41,0	21,6	14,4	9,9
E мВ	+810	+227	+110	+125

Дуже чутливі до наявності вільного кисню сульфідні мінерали Fe (марказит, пірит, халькопірит тощо) та інших елементів. Як уже зазначено, ці реакції різко посилюються у воді. Для прикладу розглянемо реакцію окиснення FeS_2 (піриту або марказиту) [157]:

$$2\ FeS_2 + 2\ H_2O + 7\ O_2 \leftrightarrow 2\ FeSO_4 + 2\ H_2SO_4.$$

Далі $FeSO_4$ гідролізується і перетворюється в гідрат закису заліза, і виділяючи знову сірчану кислоту:

$$FeSO_4 + 2\ HOH \rightarrow Fe(OH)_2 + H_2SO_4.$$

Гідрозакис заліза є нестійкою сполукою, що легко окиснюється до гідрооксиду $Fe(OH)_3$, який втрачає воду і перетворюється в лімонітові скупчення, до складу яких входять такі мінерали, як гетит, лепідокрокіт та оксиди заліза з невизначеною кристалічністю і ступенем гідратації:

$$4\ Fe(OH)_2 + O_2 + 2\ H_2O \rightarrow 4\ Fe(OH)_3;$$

$$2\ Fe(OH)_3 \rightarrow Fe_2O_3\ .\ H_2O + 2\ H_2O, \text{ або } Fe_2O_3\ .n\ H_2O + n\ H_2O.$$

Сірчана кислота, яка утворюється внаслідок цих реакцій, знову взаємодіє з тими ж сульфідами заліза, утворюючи $FeSO_4$, і реакція продовжується. Процеси окиснення сульфідів призводять до утворення знаменитих ”залізних капелюхів” (рос. ”железных шляп”) над сульфідними родовищами, які є розшуковою ознакою таких родовищ, а часто й самі − цінні руди на поліметали та коштовні метали (Cu, Zn. Pb, Ag, Au та ін.).

Окисненню піддаються не лише сульфідні сполуки, а майже всі мінерали, що містять двовалентне залізо, зокрема, залізомагнієві мета- та ортосилікати (піроксени, амфіболи, олівіни тощо) та карбонати Fe^{+2}, Mn^{+2} та ін. Прикладом є реакція окиснення ортоферосиліту [155]:

$$4\ FeSiO_3 + O_2 \rightarrow 2\ Fe_2O_3 + 4\ SiO_2 + 512 \text{ ккал}.$$

Зауваження. Гадаємо, що в такому складі реакція або не відбуватиметься взагалі, або відбуватиметься надто повільно, бо автор не включив до рівняння воду.

Ця реакція свідчить, що процеси окиснення є екзотермічними, тобто відбуваються з виділенням тепла (це, власне, є процесом горіння).

Надзвичайно важливу роль відіграє кисень в окисненні органічних залишків та речовин, оскільки за наявності вільного O_2 органічні сполуки досить легко і швидко розкладаються на воду й різноманітні гази, такі як CO_2, SO_2, NO_2, та ін. Наприклад, за умови окиснення клітковини із загальною формулою $C_6H_{10}O_5$ утворюються кінцеві продукти реакції: вода і вуглекислий газ:

$$C_6H_{10}O_5 + 12\ O = 5\ H_2O + 6\ CO_2 \uparrow.$$

Реакції окиснення можуть відбуватися й без кисню. Прикладом є перехід хлористого заліза у хлорне:

$$FeCl_2 + Cl = FeCl_3,$$

або окиснення металевого заліза до FeS чи FeS_2.

Реакції, зворотні до окиснення, називають відновленням. Відновлення й окиснення заліза можна характеризувати такою рухомою рівновагою:

$$Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3} + e,$$

а загальний вигляд такої реакції:

Відновлення → Окиснення + n електронів [12].

Окиснюючись і втрачаючи електрони, речовина набуває більш високого електричного потенціалу порівняно з відновленою речовиною.

1.2.3. Окисно-відновний потенціал та його роль у процесах гіпергенезу

Електричний потенціал окиснювача є ознакою інтенсивності окиснення або відновлення цим окиснювачем іншої сполуки. Тому здатність того чи іншого середовища до окисних чи відновних реакцій визначають його **окисно-відновним потенціа-**

лом, або редокс-потенціалом, і позначають Eh. Вимірюють його за допомогою спеціальних приладів у мілівольтах (мВ). У природних середовищах Землі (див. рис. 1.2) Eh змінюється від –500 до +900 мВ, однак переважають значення в межах від –300 до +500 мВ. Значення Eh, за якого концентрація окиснювача дорівнює концентрації відновлювача (наприклад, $[Fe^{+2}]=[Fe^{+3}]$, називають стандартним і позначають символом E_o. Якщо ж середовище має позитивний Eh, то воно здатне до окиснення, а за умови негативного потенціалу сприяє відновленню. Регулюють значення Eh наявністю в середовищі вільного кисню (окиснююче середовище) та процесами життєдіяльності організмів (зокрема, бактерій), які можуть споживати або, навпаки, виділяти кисень, CO_2 чи H_2S. За наявності значних концентрацій сірководню середовище має дуже відновні властивості (Eh ≈ –300 мВ).

Елементи, що мають декілька ступенів валентності, дуже чутливі до змін Eh середовища, який визначає хімічну форму сполук цих елементів, стійку в тих чи інших умовах (табл. 1.2). Зокрема, у окиснювальних середовищах стійкими будуть оксидні та гідрооксидні сполуки, а нестійкими – відновні, сульфідні та карбонатні форми заліза, манґану та інших елементів зі змінною валентністю. Елементи зі змінною валентністю будуть стійкими у відновних умовах, у яких не будуть рівноважними оксиди та гідроксиди тих же елементів. Це добре видно на діаграмах, складених В. Крамбейном та Р. Гаррелсом [60] для заліза та манґану (рис. 1.9). Водночас багато елементів та їхніх сполук не реагують на Eh свого середовища. Це стосується, перш за все, лужних та лужноземельних елементів, кремнію та алюмінію, які, утворюючи оксиди, потім не реагують на зміну Eh і не зазнають мінеральних перетворень. Значення Eh дуже впливає на хід процесів хімічного звітрювання, а також на подальші процеси седиментації і діагенезу, про що йтиметься.

Як уже зазначено, важливу роль у тих же процесах відіграє значення pH. Дослідами доведено, що додавання до розчину лугу або кислоти значно впливає на інтенсивність процесів окиснення чи відновлення. Це свідчить про залежність між цими параметрами. Наприклад, розчин $FeSO_4$ може довго зберігатися без зміни

на відкритому повітрі. Якщо ж до нього долити луг, то почнеться дуже швидке окиснення Fe^{2+}. На рис. 1.9 показано, як змінюється Eh насиченої киснем морської води залежно від її pH. Добре помітна зворотна залежність між цими величинами. Це неважко пояснити тим, що pH визначає концентрацію протонів (H^+), а Eh – електронів у розчині. А оскільки електрон нейтралізує протон, і навпаки, то збільшення вмісту одного породжує відповідний брак іншого. За даними Л. Баас-Беккінга та ін. [5] (див. рис. 1.2) видно, що за низького pH імовірніші високі значення Eh, і навпаки. Додаткова інформація щодо окисно-відновної межі середовищ осадоутворення наведена в додатку III.

Дуже важливу роль у процесах хімічного звітрювання відіграє вуглекислий газ (CO_2). Його вміст в атмосфері за об'ємом становить лише **0,034 %,** що за масою відповідає 2,3 трлн т. Джерелами CO_2 у повітрі та воді є життєдіяльність організмів, вулканічні процеси й розкладання карбонатів. Розчинність CO_2 у воді залежить від температурних умов і лужності, і за підвищеної температури на кожні 30 °C зменшується приблизно наполовину. Порівняно з іншими газами він розчиняється значно ліпше, і тому в складі розчиненого у поверхневих водах повітря вміст CO_2 становить уже 9,0 %, тобто у 300 разів

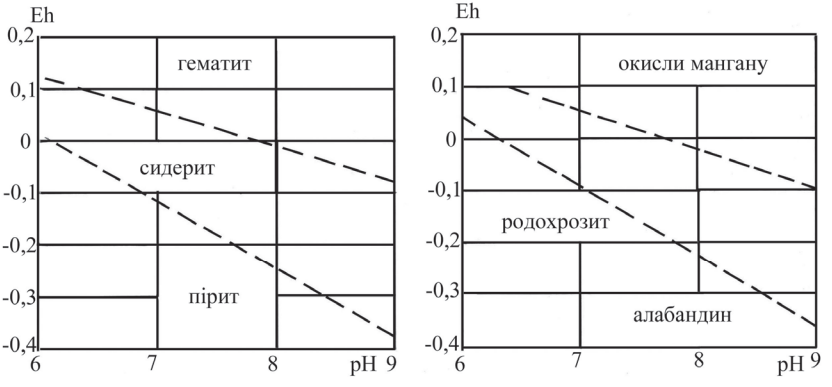

Рис. 1.9. Залежність мінеральної форми заліза і манґану від pH і Eh середовища, за В. Крамбейном, Р. Гаррелсом [60]

Таблиця 1.2

Матрична схема класифікації осадової геохімічної фації на підставі праць Г. Теодоровича [134]

Фації за Eh	**Фації за pH**					
1	1/1 лімоніт–содова	1/2 лімоніт–вапняковиста	1/3 лімоніт–доломітова	1/4 лімоніт–глауконітова	1/5 лімоніт–силіцитова	1/6 лімоніт–каолінітова
2	2/1 монтморилоніт–лімонітова	2/2 монтморилоніт–лімоніт–вапняковиста	2/3 монтморилоніт–лімоніт–доломітова	2/4 монтморилоніт–лімоніт–глауконітова	2/1 монтморилоніт–лімоніт–кремнієва	2/6 ___
3	3/1 —	3/2 глауконіт–вапняковиста	3/3 глауконіт–доломітова (?)	3/4 глауконіт– фосфорит–силіцитова	3/5 глауконіт–силіцит–фосфоритова	3/6 глауконіт–силіцит–сульфідна
4	4/1 шамозит–монтморилонітова (?)	4/2 шамозит–вапняково–монтморилонітова	4/3 шамозит–доломітова	4/4 шамозит–силіцит–фосфатна	4/5 шамозит–силіцит–вівіанітова	4/6 шамозит–каолініт–сульфідна
5	5/1 сидерит– монтморилонітонітова (?)	5/2 сидерит–монтморилоніт–вапнякова	5/3 сидерит–Са–фосфатна	5/4 сидерит–лептохлоритова	5/5 сидерит–вівіанітова	5/6 сидерит–силіцит–сульфідна
6	6/1 —	6/2 сульфідно–вапнякова	6/3 сульфідно–доломітова	6/4 сульфідно–шамозит–вівіанітова	6/5 сульфідно–галуазит–вівіанітова	6/6 сульфідно–каолінітова

більше, ніж в атмосфері. У річкових та підземних водах кількість вуглекислоти перевищує її відносний вміст в атмосфері у 1 700–2 700 разів [114].

Величезні кількості CO_2 містяться в морській воді. За даними О. Виноградова [24], у водах Світового океану розчинено $130 \cdot 10^{12}$ т вуглекислого газу. На відміну від інших газів, CO_2, розчиняючись у воді, вступає з нею у хімічну взаємодію й утворює вугільну кислоту – H_2CO_3, яка дисоціює за такою схемою:

$$CO_2 + H_2O = H_2CO_3 \rightarrow H^{+1} + HCO_3^{-1} \rightarrow 2\,H^{+1} + CO_3^{-2}.$$

В океанічній воді розчинено у середньому 1 мг/л $H_2CO_3 + CO_2$, а разом з продуктами дисоціації – значно більше (до 45 мг/л).

Наявність розчиненого CO_2 у воді значно підвищує її агресивність і реакційну здатність. Про те, наскільки ця роль значна, можна судити з того, що концентрація водневих іонів ([H]) у воді, насиченій CO_2, у 300 разів вища, ніж у воді без цього газу. Потрібно пам'ятати що не вся вуглекислота, яку визначають аналізами у природних водах, є активною. Значна її частина зв'язана у вигляді малорозчинних карбонатів $CaCO_3$, $MgCO_3$ тощо. Інша частина входить до складу розчинних бікарбонатів типу $Ca(HCO_3)_2$, і лише значно менша частина є вільною, "агресивною" і відіграє важливу, іноді вирішальну, роль у розчиненні та розкладанні різних мінералів.

З цим пов'язане те непорозуміння, що вугільну кислоту звичайно вважають значно слабшою, ніж вона є насправді. Водночас лише 1 % CO_2, розчиненого у воді, перебуває в ній у вигляді вуглекислоти, а дисоціацію розраховують на всю суму $H_2CO_3 + CO_2$.

Докладнішу інформацію щодо ролі вуглекислого газу у процесах хімічного звітрювання див. у додатку IV.

1.2.4. Гальміроліз (підводне звітрювання)

Те, що звітрювання відбувається не лише на денній поверхні, а й на дні водоймищ, особливо морів і океанів, було відомо ще у

XIX ст. (Гюмбель, 1886-88; К. Глінка, 1896, 1931 та ін.). Типовим його продуктом уважали, наприклад, **глауконіт**. Вперше це явище детально описав 1922 р. **К. Гуммель** і назвав його **"гальміролізом" (від гр. halmyros – солоний і lysis – розчинення),** розуміючи під цим **процеси розкладання порід і мінералів з утворенням нових мінеральних видів, що відбуваються на морському дні під дією морської води.** Пізніше було доведено, що подібне розкладання мінералів простежується не лише на морському дні, а й в усій товщі морської води й також в інших водоймах. Зокрема, Л. Пустовалов [107] розумів під гальміролізом **всю сукупність різних хімічних процесів, що відбуваються під впливом морських чинників, призводили до зміни складу мінеральних тіл, які знаходилися в морі, як у суспендованому стані, так і на його дні.** Він зачислював до процесів гальміролізу не лише виникнення нових мінеральних видів унаслідок перетворення твердих фаз, а й явища **розчинення, окиснення, гідратації, катіонного обміну** та інші фізичні й хімічні явища**,** що відбувалися **під покривом морської води. Головними чинниками гальміролізу є морська вода, кисень та інші гази і солі, розчинені в ній, температура і тиск тощо.** Саме ці чинники визначають **Eh** і **pH** води, які, як уже зазначено, визначають напрям хімічних реакцій, що відбуваються в морському середовищі.

Ще пізніше в СРСР почали вживати термін **"підводне звітрювання"** як синонім гальміролізу. Цим терміном об'єднували сукупність процесів механічного, хімічного і біохімічного перетворення (руйнування) мінеральних зерен і гірських порід на поверхні дна водоймищ [28]. Унаслідок цих процесів виникають глинисті мінерали, зокрема, глауконіт, карбонати й гідрооксиди Fe та Mn і вторинний гіпс з сульфідів у випадку зміни відновних умов на окисні в природних водах, та інші мінерали (табл. 1.2). Найбільшого розвитку підводне звітрювання досягає в умовах дуже низьких, майже нульових швидкостей осадонакопичення, здебільшого в пелагічних областях і на підводних хребтах. Детальнішу інформацію щодо літотипів гальміролітів див. у додатку V.

1.3. Біохімічне звітрювання

Надзвичайно важливу роль у хімічному звітрюванні відіграють живі організми та різноманітні органічні кислоти й організми, які ми будемо об'єднувати у понятті **біос.** Цей тип звітрювання називають **біохімічним** і часто об'єднують з **хімічним звітрюванням**. До початку XX ст. значення цього типу звітрювання дослідники дуже недооцінювали, або й зовсім не враховували. Уперше звернув на це увагу і всебічно розглянув вплив біосу на верхній шар літосфери видатний український учений, перший Президент АН України, акад. В. Вернадський. Головні положення вчення про геологічну роль біосу – **біохімії** – він сформулював у першій половині XX ст. в монографіях "Біосфера" (1926) та "Нариси геохімії" (1934). На думку вченого, **живі організми – це не другорядні учасники геологічних процесів, які лише опосередковано впливають на загальний хід неорганічних реакцій у земній корі, а головний чинник міграції хімічних елементів. Сукупність живих організмів – "жива речовина" – яка майже суцільною плівкою покриває поверхню земної кулі (біосфера), є тривалим** (майже 2 млрд років, а за останніми даними – понад 3,5 млрд) постійно діючим механізмом перетворення енергії сонячних променів у потенціальну, а потім і кінетичну енергію геохімічних процесів, що відбуваються на земній поверхні й у товщі осадових порід. Поглинаючи енергію Сонця, **жива речовина** створює хімічні сполуки, унаслідок розпаду яких ця енергія вивільняється у формі, здатній виконувати хімічну роботу. Завдяки цьому жива речовина з хімічного погляду є активною формою матерії, хімічна енергія якої може перетворюватися в інші форми енергії – механічну, теплову та ін.

"**На земній поверхні, –** писав В. Вернадський ще 1940 р., **– немає сили, більш постійно діючої, а тому й могутнішої за своїми кінцевими наслідками, ніж живі організми, взяті у цілому**...".

Руйнування порід та мінералів контрольоване рослинами, тваринами і бактеріями. Академік Б. Полинов [100] уважав, що **сте-**

рильне звітрювання взагалі неможливе. Це, мабуть, є певним перебільшенням, оскільки руйнування порід за умови морозного звітрювання й утворення тріщин розвантаження може відбуватися і без участі організмів, проте кількісно органічні агенти, особливо **бактерії,** мабуть, беруть значно більшу участь у процесах звітрювання, ніж це вважали раніше.

Фізичне руйнування порід або уламків інколи виникає завдяки **свердлячим тваринам** або навіть унаслідок пропускання порід через кишковий тракт червів та інших організмів. Однак головний внесок організмів у звітрювання, очевидно, полягає в неодноразовому перемішуванні ґрунтових матеріалів, внаслідок чого свіжий матеріал постійно зазнає дії агентів звітрювання, і до мінеральних часток легше проникають повітря й вода. Органічна речовина може бути внесена у нижні горизонти ґрунту та сприяти звітрюванню на великих глибинах. Дихання **ґрунтової фауни**, подібно до дихання рослин, може збільшити вміст CO_2 у ґрунтовому повітрі, що відіграє значну роль у хімічному звітрюванні.

Однак **ґрунтова фауна** звичайно не опускається нижче певного рівня, навіть у пухких породах денної поверхні, які вільно зазнають дренування. Наприклад, у тропічних районах діяльністю **термітів** можна пояснити сортування верхньої частини ґрунтового профілю. Терміти можуть переносити частинки завбільшки лише до 1 мм для побудови термітників. Термітники, зрештою, обвалюються, і на їхніх руїнах будують нові. З часом земля вкривається шаром матеріалу, нанесеним термітами. Нижче цього шару накопичується каміння і крупніші уламки. До ґрунтових профілів у багатьох тропічних країнах вносять породи (часто звітрілі на місці залягання), перекриті кам'янистим горизонтом, вище якого залягає шар досить однорідного тонкозернистого "ґрунту". Окрім простого сортування, терміти поліпшують фізичні та хімічні властивості ґрунтів.

Земляні черви копають ходи до глибини **1,5 м** та обробляють у середньому **5 т** ґрунту на **1 га** або максимум **10 т** на **1 га** щорічно і збагачують поверхневі шари ґрунту обмінними основами, вологоутримувальним гумусом і тонкозернистими мінералами. У деяких іллінойських ґрунтах поверх кислого підґрунтя утворю-

ються некислотні верхні шари внаслідок накопичення карбонатних конкрецій (розміром піщаної фракції), які є копролітами відмерлих земляних червів.

Ходи **гризунів** по-різному впливають на звітрювання. **Кролики** воліють копати нори у піщанистих ґрунтах, у яких дія на звітрювання, ймовірно, буде слабкою, проте в інших ґрунтах ефект перемішування може мати суттєве значення. **Шакали та інші тварини** чорноземної смуги мешкають у колоніях, які займають ділянки площею до **20 га.** Вони руйнують структуру ґрунту і постійним його перемішуванням перешкоджають розвитку вилуговування та формуванню зольного профілю.

Слимаки, які мешкають у районах, багатих на вапно, виточують глибокі ходи у вапняках. Екскременти **птахів** стають джерелом **органічної речовини** і відіграють певну роль у зародженні процесів ґрунтоутворення і звітрювання, а в Антарктиді головним джерелом надходження речовин є пінгвіни. Орнітогенні ґрунти утворюються з **гуано та кератину пір'я** за допоміжної діяльності синьозелених водоростей. На деяких островах, унаслідок впливу птахів виникають величезні поклади, які сприяють звітрюванню вапняків та утворенню нових мінералів шляхом реакції з карбонатами. Гуано **летючих мишей** у печерах може сприяти утворенню ямок розчинення в покрівлі печер з утворенням нових мінералів. У деяких лавових печерах знайдено рідкісні мінерали – результат взаємодії між гуано летючих мишей та базальтом.

Великі тварини ущільнюють ґрунт, збільшуючи поверхневий стік та ерозію ґрунту, до того ж, призводять до руйнування або зменшення рослинного покриву (внаслідок випасання худоби). Ерозія підвищує інтенсивність видалення звітрілих продуктів, що, відповідно, впливає на швидкість звітрювання. Незвичайне явище описане на **горі Елгон**, де верства вулканічного попелу чергується з агломератом. Попіл легко вимивається, хоча він також розчинний. Стінки печер тут покриті кристалами **мірабіліту** (сірчанокислим натрієм), які злизують корови. Нове покоління кристалів виростає за декілька днів. У той же спосіб кенгуру вживають соляні лизунці, які утворюються нижче латеритних залізистих панцирів.

Значний вплив на породи та мінерали чинять **мікроорганізми**. Відомими є як хімічні, так і механічні руйнування. Мікробіологічна дія переважно є хімічною. На звітрілих поверхнях порід може бути до 1 млн бактерій у розрахунку на 1 кг породи, а також сотні тисяч грибів, актиноміцетів і водоростей. Бактерії родючого шару поділяють на гетеротрофні, які одержують енергію з органічних джерел, та автотрофні двох видів: 1) фотосинтезувальні, які одержують енергію від сонячних променів, 2) хемотрофні, які в процесі метаболізму окиснюють мінеральні компоненти, такі як сірка та залізо.

Хемотрофні бактерії – одні з найважливіших у процесах звітрювання. Вони виявляють найбільшу активність за відновних умов, для яких характерним є утворення сульфідів. Пірит значно впливає на якість води. Початкова реакція звітрювання є суто хімічною і полягає в окисненні піриту:

$$FeS_2 + H_2O + 7(O) \rightarrow Fe\,SO_4 + H_2SO_4.$$

Окиснення сульфату заліза прискорюється за участі деяких мікроорганізмів, які називають **тіобактеріями** (**Thiobacillus ferrooxidans**). Вони окиснюють двовалентне сірчанокисне залізо до тривалентного:

$$2\,FeSO_4 + (O) + H_2SO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 + H_2O.$$

Далі тривалентне сірчанокисне залізо реагує з піритом і утворюється двовалентне сірчанокисле залізо:

$$Fe_2(SO_4)_3 + FeS_2 \rightarrow 3FeSO_4 + 2S.$$

За участю **тіонових окиснювальних бактерій** одержана сірка переробляється у сірчану кислоту:

$$S + 3(O) + H_2O \rightarrow H_2SO_4.$$

Оскільки сірчана кислота є сильним агентом звітрювання, то в умовах окиснення піриту pH знижується до **3**. Бактеріальною діяльністю можуть бути зумовлені винесення кремнезему з тропічних ґрунтів і часткова карбонатна мінералізація у печерах.

Азотфіксувальні бактерії (азотобактерії) перетворюють азот у сполуку NH_4 і також можуть перетворити NO_3 у NH_4. Ці сполуки впливають на pH ґрунту та на всі ґрунтові біоти. Д. Веблей зі співавт. з'ясували, що популяції бактерій успадковують лише звітрілі поверхні порід уже після того, як на них почали рости гриби, однак після появи бактерії руйнують силікати настільки ж швидко, як і гриби. Продукти бактеріального звітрювання можуть мати практичне значення. Наприклад, у районі оз. Еліот у Канаді виявлено, що вода в старих рудниках стає кислою і в ній з'являються розчинені **уран та тривалентне залізо** в промислових концентраціях. Досліди засвідчили, що бактерії групи **Ferrobacillus Thiobacillus** сприяли ефективній вилуговувальній дії кислого окиснювального розчину, тоді як без бактерій вилуговування не було.

У наш час доведено роль мікроорганізмів у руйнуванні мінералів. Справді, біохімічне видобування мінеральних компонентів є промисловістю майбутнього. Зокрема, В. Гроут зі співавт. повідомили про експерименти з бактеріального вилуговування, у яких виявлено, що періоди спокою (без промивання) зумовлюють підвищення ступеня вилуговування – вміст міді зростав майже в 16 разів після 14-денного періоду спокою.

Ґрунтові водорості – це ниткоподібні або одноклітинні рослини з хлорофілом. Вони є одними з перших поселенців на відслоненій поверхні порід, які використовують CO_2 та N_2 (у випадку азотфіксувальних синьозелених водоростей) і малі кількості поживних речовин з мінералів. Утворення плівок пустельної засмаги пов'язані з діяльністю колоній синьозелених водоростей, які мобілізують іони Fe та концентрують оксиди на поверхні порід. Виявлено, що плівки пустельної засмаги на породах льодовикового району центральної частини Тянь-Шаню містять велику кількість мікроорганізмів (до 1 млн на 1 г породи), зокрема бактерії, водорості та гриби.

Р. Дорн і Т. Оберлендер за допомогою сканувального електронного мікроскопа виявили, що плівки пустельної засмаги, які складаються з оксидів мангану, мають, по суті, мікробіологічне походження, і що ці мікроби могли справді розвиватися у культурних середовищах.

Д. Ештон знайшов водорості у тріщинах спайності крупних зерен польових шпатів та між зернами кварцу в гранітах біля мису Уілсон і по всьому штату Вікторія (Австралія). Оскільки водорості надто поширені на тих ділянках, які тривалий час є вологими (наприклад, тріщини та пустоти під окремими каменями), то вони проникають під поверхню порід на глибину до 5 см.

Лишайники – це симбіози водоростей і грибів, причому водорості постачають вуглеводні, які синтезуються у процесі фотосинтезу. Вони можуть рости на відслоненій поверхні порід, утримувати плівку води і витягувати поживні речовини з мінералів унаслідок іонного обміну. Лишайники, які ростуть на породах, називають літофільними. Вони діють механічно і хімічно на мінерали. У вологому стані лишайники розбухають, унаслідок висушування стискаються. Саме тоді можуть відділятися фрагменти мінералів, які й вбирає тканина лишайника. Гіфи грибів проникають за тріщинами спайності слюд, польових шпатів та інших мінералів, утворюючи щільну сітку та руйнуючи мінерали на найдрібніші фрагменти.

Відмирають лишайники з утворенням “протоверств органічних речовин”, (хоча для деяких м’яких мохів майже або зовсім не потрібно попередньої стадії росту лишайників). У такий спосіб унаслідок руйнування мінералів і бактеріальної гуміфікації виникає утворення, яке можна назвати ”ґрунтом” у звичайному розумінні цього слова. “Ґрунт”, або мінеральний пил, який утворюється на ранніх стадіях під дією лишайників, багатий на органічну речовину та вміщує більше P, Mg, Ca, K, S і Fe, ніж материнська порода. Д. Веблей зі співавт. описали мікробіологію порід та звітреного каміння. Вони з’ясували, що кількість мікроорганізмів збільшується зі зростанням кількості лишайників. Бактерії, актиноміцети (мікроорганізми, які займають проміжне місце між бактеріями і грибами) виявлені у внутрішніх частинах звітрілого поруватого каміння, однак їх не було у незвітрених породах. Більша частина цих мікроорганізмів у чистих культурах у лабораторних умовах сприяла розчиненню кремнезему.

Л. Помар зі співавт. описали поверхні вапняків у Іспанії, які були вкриті мікроорганізмами декількох видів, причому кожен вид

зумовлював специфічні зміни порід. Водорості залишали сліди свердління, а гриби чинили ефективнішу дію та залишали розмиті корозійні борозни уздовж гіфів. Лишайники залишали найглибші ямки розчинення – іноді глибиною понад 15 мм.

Вищі рослини зумовлюють звітрювання порід різноманітними шляхами. Тиск, який спричинює коріння, що росте, може розширювати тріщини, унаслідок чого порода руйнується швидше, ніж це могло відбуватися іншим шляхом. Вищі рослини створюють певний мікроклімат у приповерхневих частинах землі й за допомогою дихання коріння змінюють ґрунтове повітря; збільшуючи у ньому вміст CO_2, що має важливе значення для хімічного звітрювання, особливо у вапняків.

Коріння рослин мають на поверхні негативні заряди. У ґрунті вони оточені йонами водню. Значення **pH** сучасних рослин становить **2–4**. Обмін між корінням і мінеральними частинками відбувається через колоїди.

Головні коріння дерев проникають у гірську породу, використовуючи тріщини та пори, на глибину до 3 м, а тонкі корінці до 7 м. Унаслідок збільшення росту на глибину вони здійснюють механічне руйнування. Крім того, коріння рослин здатне добувати з мінералів породи такі елементи, як K, Ca, SiO_2 та ін. Рекордна глибина у 53 м визначена для кореневої системи мескіта у США. Біля мису Уілсон у штаті Вікторія на ділянці, покритій ксенофільним лісом, корінь завтовшки 6 мм знайдений на глибині 5 м. Цей корінь був оточений зоною сірої піщанистої глини завширшки 6 мм, яку змінювала зона піщанистого дезінтегрованого граніту шириною 2,5 см. Ґрунтова верства у цьому районі має потужність лише 60 см, тому наведений приклад виявляє важливу роль кореневої системи у звітрюванні на великих глибинах.

Механізм вилучення хімічних елементів корінням рослин наведений В. Келлером [54]. Дослідженнями Г. Дженні і Р. Оверстріта (1939), В. Вільямса і Колемана (1950), Грехема і Бейкера (1950), а також багатьох вітчизняних дослідників доведено, що корінці живих рослин мають на поверхні негативні заряди й оточені в ґрунтах іонною атмосферою, яка формується під час росту переважно з H-іонів. Наприклад, pH коренів звичайних рослин,

таких як ячмінь, селера, кукурудза, бавовник, салат, арахіс, соя, цукровий буряк, тютюн та помідори, змінюється від 2,00 до 3,85 (!). Водночас Н-іони, продуковані корінцями рослин, передаються колоїдним глинам ґрунтів, що контактують з корінцями, унаслідок чого глини насичуються цими йонами і набувають кислої реакції. Відповідно, глини та органічна речовина ґрунтів у обмін на Н-іони віддають рослинам для живлення катіони К, Са, Mg та багатьох інших металів, які містяться в них як обмінні катіони. У певний момент, коли глини насичуються йонами Н і збіднюються на згадані метали, вони починають активно впливати на прилеглі уламки гірських порід і мінералів, звітрюють їх та вилучають з них необхідні для рослин катіони (рис. 1.10). Коріння рослин, до речі, має значну здатність до катіонного обміну. Зокрема, катіонообмінна здатність сухих коренів жита в рівновазі з ґрунтом, у якому вони ростуть, досягає 14 м/екв. Н на 100 г коренів. У коріння сої, вирощеної в піску, яка внаслідок цього отримувала

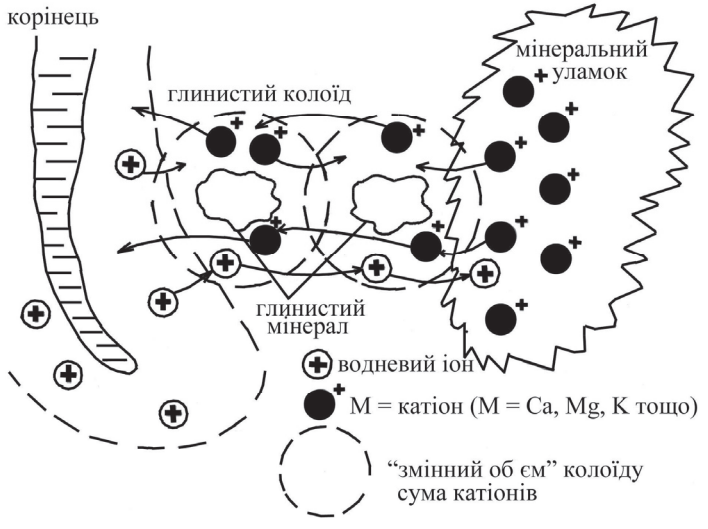

Рис. 1.10. Контактний обмін катіонами між рослиною, ґрунтом і мінеральною часткою, за В. Келлером [54].

обмежене живлення, ця здатність, за даними В. Келлера [157], досягла аж 29,9 м/екв. Н на 100 г сухих коренів. Таке перенесення катіонів через колоїдні містки між корінням рослин і незміненими породами та мінералами назвали контактним обміном. Унаслідок цього колоїдна глина й органічна речовина, що вкривають незмінені уламки, стають неначе передовою лінією звітрювання, яка постійно оживляється надходженням нових порцій Н-іонів з корінців. Зазначимо, що такий обмін є більш-менш оберненим. Рослина, що росте на ґрунті, бідному на йони Са, буде віддавати деяку кількість кальцію у ґрунтовий субстрат. (Як бачимо, рослини чинять набагато "мудріше" від людства, яке лише забирає все можливе з ґрунту, не даючи йому навзамін нічого, через що навіть найродючіші чорноземи стають пусткою!). Накопичення мікроелементів рослинами та їхнє переміщення у поверхневий шар ґрунту впливають на природу ґрунтового профілю та профілю звітрювання, а також на хід процесу звітрювання. Рослини поглинають різноманітні мікроелементи і після відмирання повертають їх у поверхневий шар ґрунту, завдяки чому відбувається певний цикл у переміщенні мікроелементів. Циклічне переміщення живлячих речовин для рослин добре відоме, однак є ще цикли переміщення (обіг) інших мікроелементів, у тому числі Si та Al.

Деякі рослини є концентраторами кремнезему, який повертається до ґрунту у вигляді опалового фітоліту – зерен химерної форми, які тривалий час визначали як спікули губок. Ці зерна становлять значну частину мінеральної фракції деяких австралійських ґрунтів. Є. Ченері описав цикл алюмінію у ґрунтах та рослинах. А. Костін зі співавт. навів приклад впливу на ґрунтоутворення рослини, яка акумулює алюміній, – сніжної трави (Poa caespitosa). Ця трава зумовлює появу у ґрунтах тонкого шару гібситу, хоча це все відбувається у холодних умовах альпійських гумусових ґрунтів.

Рослинний розпад та рештки рослин, що розкладаються, відіграють значну роль у збереженні вологи, яка, відповідно, сприяє звітрюванню.

Дуже важливою є роль рослинності в утворенні рослинного розпаду, що слугує генератором "листових екстрактів"

(”leafleachates”), які виконують функції хелатних комплексів. Мобілізацію оксидів у ґрунтах пояснювали дією колоїдального гумусу або кремнезему, однак К. Блумфільд [152] не зміг виявити ефекту мобілізації жодної з цих сполук. З іншого боку, з’ясовано, що асептичні розчинні компоненти негуміфікованого рослинного матеріалу розчиняють у значних кількостях залізисті та інші оксиди, і ця дія була ще більшою у нестерильних умовах. Мабуть, цих властивостей листовим екстрактам надають поліфеноли.

Листкові екстракти можуть прискорити процес підзолоутворення до великої глибини, причому різні види дерев чинять різний вплив на цей процес. Дерева, які могли б давати підзоли (про це свідчать експерименти з листям), насправді ніколи не трапляються на підзолистих ґрунтах. Тому всі рослини, досліджені в лабораторних умовах, дають екстракти, здатні мобілізувати **залізо**, незалежно від їхньої поведінки у природних умовах. Такі чинники, як здатність фенольних сполук до окиснення та придатність листкового розпаду для ґрунтової фауни, можливо, будуть визначати наявність або відсутність підзолу під конкретними видами рослин.

Г. Блумфілд [152] довів, що, окрім заліза, рослинні рештки, які розкладаються, мобілізують (переводять у розчинний стан) ще низку мікроелементів. У розчин переходили Mn, Zn, Pb, Ni, Co, Mo,V і Cu, незалежно від того, чи були вони у вигляді чистих оксидів або у тих формах, у яких трапляються в деяких ґрунтах. Як і у випадку заліза, ці метали утворювали комплекси, однак на противагу залізу вони не випадали з розчину внаслідок аерації. Навіть золото до певної межі стає рухомим за умов звітрювання і переноситься головно у вигляді розчинного комплексного йона.

Дж. Ланчо зі співавт. дослідили глинисті мінерали п’яти профілів звітрювання на гранітах і дійшли висновку, що гібсит, згідно з термодинамічними даними, не міг виникнути шляхом неорганічного гідролізу. Ці автори припустили, що найімовірніший механізм виникнення гібситу полягає в утворенні комплексу алюмінію з фульвокислотами та подальшому перетворенні цього комплексу у гібсит. Крім того, гібсит міг бути силіцифікованим з появою каолініту. Отже, ці два мінерали мають, по суті, органогенне по-

ходження. Характер розподілу глинистих мінералів може бути пов'язаний з рослинним покривом.

Хоча вивержені породи містять сполуки відновлених елементів (наприклад, мінералів оксиду заліза та сульфідів), які утворювались абіогенним шляхом, сполуки відновлених елементів в осадових породах та ґрунтах майже завжди утворювалися біогенним шляхом після того, як первинні сполуки з вивержених порід окиснювалися внаслідок звітрювання. Відновний стан як органічних, так і неорганічних речовин у біосфері зумовлений лише одним процесом – фотосинтезом зелених клітин.

Найважливішою функцією рослинності в процесах звітрювання є контроль ерозії і винесення звітрілих продуктів. Нагромадження продуктів звітрювання призводить до його припинення; швидше виведення продуктів звітрювання прискорює його. Е. Уолкер порівняв відносні швидкості ерозії під трав'янистим і лісовим покривами у Вайомінгу і виявив, що **під трав'яним покривом ерозія відбувається вдвічі швидше**, отже, більшу швидкість матиме і звітрювання.

Мертва органічна або гумусова речовина, як свідчить вивчення сучасних і викопних ґрунтів, також бере участь у процесах хімічного звітрювання. Вона складається з гумінових кислот, фульвокислот і гумітів [56].

Гумінові кислоти утворюються внаслідок розпаду і реакцій обміну органічної речовини рослинного та тваринного походження, а також завдяки дії мікроорганізмів. Роль рослинних залишків, тварин і мікроорганізмів у ґрунтах для Середньої Європи оцінював Фланг (1962), який для 1 га за рік визначив 4–5 т залишків рослин, 70–400 кг органічної речовини тваринного походження та 2 т плазми мікроорганізмів. Ці дані свідчать про важливу роль рослинності та мікроорганізмів в утворенні гумінових кислот. Гумінові кислоти, які мають комплексоутворювальні та іонообмінні властивості, здатні зв'язувати такі елементи, як Al, Fe, Ca, Mn, Zn та ін.

Фульвокислоти належать до високомолекулярних сполук типу оксикарбонових кислот і за властивостями досить близькі до гумінових кислот. Однак, на відміну від гумінових, вони мають

дрібнокристалічну структуру. Гуміни є залишками органічної речовини, що зберігаються після лужного екстрагування гумінових кислот. Вони не розчиняються у воді, кислотах і лугах. Кількісні взаємовідношення між гуміновими кислотами, фульвокислотами та гумінами в різних ґрунтах різні. Наприклад, фульвокислоти і гуміни трапляються в більших кількостях у підзолистих ґрунтах, ніж у чорноземах, тоді як для гумінових кислот характерна зворотна залежність.

Гумінові кислоти і фульвокислоти активно впливають на мінерали гірських порід у процесах звітрювання, що підтверджене експериментально. Є. Соколова [120] обробила нефелін та біотит гуміновими кислотами і з'ясувала, що гумінові кислоти з підзолистих ґрунтів і фульвокислоти з китайських латеритів вилучають з мінералів луги, кремнезем та глинозем, утворюючи, вірогідно, комплексні сполуки. Зафіксовано деяку різницю у дії цих кислот. Наприклад, гумінові кислоти вилучають з біотиту титан, чого не спостерігають у випадку обробки цього мінералу фульвокислотами. Характерно те, що високомолекулярні органічні кислоти ґрунтів максимально ефективно розкладаються в першу добу. Винесення оксидів різко зростає за наявності мікроорганізмів.

Лепідомелан, каолініт, плагіоклаз та нефелін зазнавали впливу ґрунтових гумінових кислот, фульвокислот, винної кислоти та пірокатехіну. Вони вилучають з мінералів луги, лужні землі, залізо та алюміній; Al і Fe з винною кислотою та пірокатехіном утворюють негативно заряджені комплекси типу хелатів. Гумінова кислота та фульвокислоти дерново-підзолистого ґрунту з металами створюють два типи комплексів: негативно заряджений та залишений на старті.

1.3.1. Хелатизація

Важливу роль у біохімічному звітрюванні відіграє процес хелатизації. **Хелатизація, або комплексоутворення, – це утворення кільцевої структури органічної речовини довкола йона,**

представленого комплексоутворювальним металом. Хелатизувальні агенти вилучають іони із твердих, зазвичай, нерозчинних речовин, і сприяють перенесенню іонів в умови, сприятливі для осаджування хімічним шляхом.

Рослини використовують хелатизувальні агенти для того, щоб вилучати йони (поживні речовини) з мінералів, і в такий спосіб сприяють швидкому звітрюванню мінералів порівняно з тим, яке відбувалося б лише неорганічним шляхом. Детальний механізм цього процесу невідомий. Рослинна речовина (гумус), що розкладається, є багатою на хелатизувальні агенти, які, можливо, сприяють підготовці йонів до поглинання їх живими рослинами і підсилюють також диференційне вилуговування іонів з профілю звітрювання. Наприклад, лісова підстилка може зумовити швидке переміщення заліза вниз профілю і призвести до дуже швидкого опідзолювання. Різноманітні види дерев по-різному впливають на цей процес: за допомогою хелатизації виникають різноманітні "фітогенетичні" типи ґрунтів на одному й тому ж материнському матеріалі.

Повчальний приклад хелатизації наведений В. Келлером [54]. Порошкоподібний кальцит розмішували у водному розчині натрієвої солі: етилен–діамін–тетраоцтової кислоти (звичайний хелатизувальний агент); CO_2 не виділявся, pH зберігався близько 10–11 (високолужне середовище), кальцій переходив у розчин унаслідок хелатизації, а іон карбонату залишався в розчині.

Хімічне звітрювання в регіонах з аридним кліматом не має суттєвого значення, проте має специфічні особливості, головною з яких є накопичення у верхніх горизонтах профілю звітрювання легкорозчинних мінералів: карбонатів, сульфатів і хлоридів, та формування збагачених сіллю ґрунтів і солончаків.

1.3.2. Ґрунти та процеси ґрунтоутворення

Завдяки згаданим кліматичним причинам поверхневі шари земної кори перетворюються у той або інший тип ґрунтів. Зональність ґрунтів, а також умови їхнього утворення вивчав російський

дослідник В. Докучаєв [44]. Він першим розробив учення про ґрунти як про особливий генетичний тип і цим заклав початок новій науці – **ґрунтознавству.**

За В. Докучаєвим [44], **головними чинниками ґрунтоутворення є материнська гірська порода, клімат, рельєф і вік країни. Умови ґрунтоутворення** переважно змінюються зі змінами клімату, тому кожній різко відокремленій кліматичній зоні відповідає певний тип ґрунтоутворення, отже, і певний тип звітрювання гірських порід. Ґрунтові зони, які показано на рис. 1.11, докладно описані в працях по ґрунтознавству.

Найважливішими ґрунтовими зонами є такі.

Тундра – займає високі широти континентів.

Підзоли – займають смугу тайги та хвойних лісів.

Чорноземи – на території Євразії займають степову частину України, Кубань, середню частину нижнього Поволжя, південь Західного Сибіру, Північний Кавказ, Північний Казахстан, рівнини

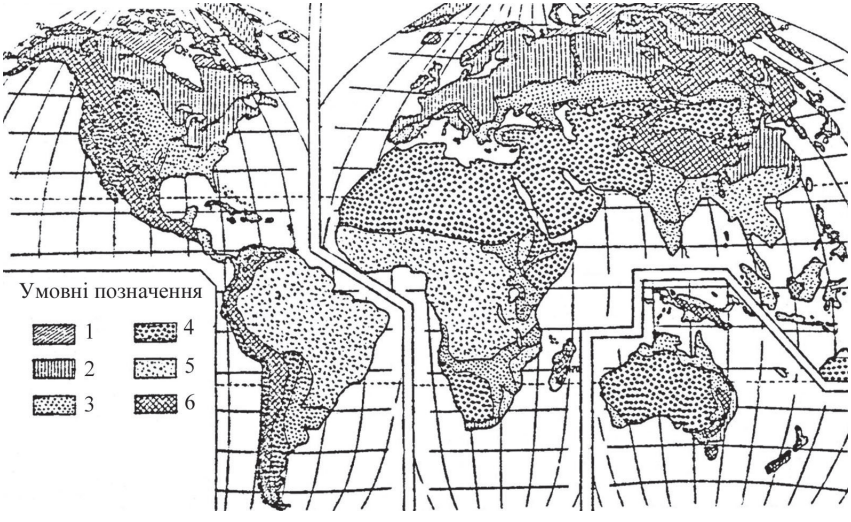

Рис. 1.11. Розташування великих ґрунтових комплексів: *1* – ґрунти тундр; *2* – підзолисті ґрунти; *3* – чорноземні ґрунти; *4* – пустельні ґрунти; *5* – латозоли (латеритні ґрунти); *6* – ґрунти гір, за В. Докучаєвим [44].

Румунії, Угорщини, Монголії, Північного Китаю. Помітні площі чорноземів є у Північній Америці (США, Канада), Південній Америці (Аргентина і Бразилія), Центральній і Південній Африці (Конго, Ангола, Камерун, Ніґерія, Сенегал, Гана та ін.), на півночі та заході Австралії, у Новій Гвінеї та інших регіонах. Однією з найбагатших на чорноземи країн світу є наша Україна, яка має 35 % світових площ цих найродючіших ґрунтів. В орному клині України чорноземи становлять 65 % (!). Про величезну цінність цих ґрунтів яскраво свідчить той факт, що під час Великої Вітчизняної війни німецькі завойовники активно вивозили залізницею з України чорноземи, які й дотепер родять високі врожаї, тоді як українські чорноземи перебувають у жалюгідному стані через нехлюйське ставлення до них.

Каштанові та бурі ґрунти поширені у північній частині Криму, на узбережжях Чорного й Азовського морів, на сході Північного Кавказу, на Нижньому Поволжі, на півдні Башкирії, а також у Казахстані, Киргистані та Узбекистані. Вони утворюють окремі острівці серед інших ґрунтів.

Сіроземи утворюються у засушливо-пустельній степовій смузі. Вони покривають величезні площі в Африці (пустелі Сахара, Наміб та ін.), на Близькому Сході (Аравійський півострів), у Малій, Центральній і Середній Азії, Австралії, Північній і Південній Америці (знаменита пустеля Атакама).

Типові **латеритні ґрунти** утворюються на основних породах трапової формації під покривом лісу в тропічному і субтропічному спекотному контрастному кліматі, де існують високі температури та значні (до 4 000– 5 000 мм/рік) атмосферні опади. Такі ґрунти покривають значну частину Африки, Південної і (менше) Північної Америки, Індостану (плоскогір'я Декан), Індокитаю, островів у Індійському океані та інших регіонів.

Крім головних зональних ґрунтів, часто трапляються й інтерзональні ґрунти, поширені плямами серед ґрунтів зональних. До них належать **солонці, солончаки й азональні ґрунти.**

1.4. Геохімія та стадійність процесів звітрювання

Поведінка окремих хімічних елементів у процесах звітрювання найрізноманітніша. Внаслідок дії перелічених вище численних чинників, складні молекули магматичних силікатів, що зазнають звітрювання, поступово перебудовуються, а потім повністю руйнуються. Їхні складові частини внаслідок цього частково переходять у розчин, у якому або виносяться геть, або ж знову випадають в осад, утворюючи нові мінерали, та частково залишаються на місці у вигляді алювію.

Вивільнені (вилугувані) **K і Na** під дією дійсних розчинів виносяться у морські водойми, окрім тієї (досить значної) частини **калію**, яку фіксують на місці глинисті новоутворення кори звітрювання.

Кальцій і магній розчиняються у вигляді бікарбонатів і головно виносяться далеко, як і луги. Однак частину **Mg** також поглинають глинисті новоутвори продуктів розкладання (монтморилоніти і хлорити). У випадку нестачі вільної CO_2 частина лужноземельних елементів може випадати в осад неподалік у вигляді малорозчинних карбонатів. Переходу бікарбонатів у карбонати сприяє також підвищення температури, яке, як зазначено, знижує розчинність CO_2 у воді.

Значно менш рухливими є інші головні компоненти глибинних мінералів: **Si, Mn, Fe**, **Al**. **Силіцій** унаслідок руйнування первинного мінералу частково випадає на цьому ж місці у вигляді гелю водного кремнезему або сполучається з **алюмінієм** і утворює глинисті мінерали. Доведено, що значну його частину виносять іонні розчини [154, 155], а не лише колоїдальні маси, як це вважали раніше. На шляхах міграцій кремнезем дуже легко випадає з розчинів у осад.

Складнішою є поведінка **заліза**, яке існує як у тривалентній формі, так і у двовалентних сполуках, що добре розчиняються у формі бікарбонату і закисного гуміту. Найрухливішими є його

сполуки з сірчаною кислотою. Окисне залізо може переноситись лише у вигляді золю за наявності захисного колоїду. Внаслідок переважання у зоні гіпергенезу оксидних сполук заліза значна його частина у випадку звітрювання залишається на місці руйнування або поблизу.

Манґан за властивостями близький до заліза, однак дещо легше розчиняється у природних умовах, звітрюючись, також має здатність концентруватися у його продуктах.

Найважче розчиняється алюміній. Звітрюючись, він зі значним зусиллям відокремлюється від силіцію. В іонних розчинах може мігрувати лише в сполуках із сірчаною кислотою та у вигляді гуматів. Незначно виноситься алюміній з зони звітрювання у вигляді золів. У випадку звичайного звітрювання значна його маса залишається невідокремленою від кремнезему та переходить разом з ним із кристалічних ґраток алюмосилікатів, що руйнуються і знов виникають унаслідок перебудови шаруватих структур глинистих мінералів. Однак і там, де інтенсивне звітрювання розриває первинний зв'язок Al і Si, ці елементи знову вступають у взаємодію, утворюючи глинисті новоутворення. Ці ж мінерали внаслідок особливостей будови мають сильну здатність до поглинання й обміну катіонів. Тому вони захоплюють значну частину вивільнених у процесі звітрювання катіонів K, Na, Mg, Ca, Fe та інших, які або входять у їхню кристалічну будову, або містяться у міжпакетних просторах на правах поглинутих (обмінних) катіонів. Зокрема, K і Na є в складі структури гідрослюд, а Mg – хлоритів, а у монтморилонітах ці ж катіони поряд з багатьма іншими можуть бути в складі поглиненого комплексу.

Різницю у рухомості хімічних елементів у процесах звітрювання можна помітити, якщо порівняти середній хімічний склад кристалічних порід з середнім складом сухого залишку річкових вод, який може деякою мірою характеризувати склад речовин, що виносяться зі звітрілих порід. Таке порівняння (табл. 1.3) виконав акад. Б. Полинов [99]. З табл. 1.3 чітко видно дуже різку відмінність вмісту більшості компонентів у материнській породі та в продуктах, що виносяться. Можна визначити кількісну характеристику рухливості, якщо порівняти зміну концентрацій кожного

компонента до і після звітрювання. Якщо взяти за 100 зміну вмісту хлору, то можна розрахувати відповідні коефіцієнти для решти компонентів (див. табл. 1.3). За цими коефіцієнтами Б. Полинов розділив компоненти кристалічних порід за їхньою рухливістю у процесах звітрювання на групи (табл. 1.4).

Таблиця 1.3

Співставлення середнього хімічного складу кристалічних порід і сухого залишку річкових вод, за Б. Полиновим [99]

Компо - ненти	**Середній хімічний склад кристалічних порід, %**	**Середній хімічний склад сухого залишку річкових вод, %**	**Відносна легкість видалення за умови вивітрювання**	**Класи**
Al_2O_3	15,35	0,90	0,02	
Fe_2O_3	7,29	0,40	0,02	4
SiO_2	58,09	12,80	0,20	3
K	2,57	4,40	1,25	
Mg	2,11	4,90	1,31	
Na	2,97	9,50	2,40	
Ca	3,60	14,70	3,00	
SO_4	0,15	11,60	60	2
Cl	0,05	6,75	100	1

Таблиця 1.4

Міграційні ряди елементів, за Б. Полиновим і О. Перельманом [99, 93]

Характеристика елементів	**Елементи і сполуки**	**Порядок міграційної здатності**
Ті, що енергійно виносяться	Cl. (Br, J,), S, F	$2n$ x 10
Ті, що легко виносяться	Ca, Na, Mg, K	n
Рухливі	SiO_2 силікатів	n x 10^{-1}
Інертні (слабко рухливі)	P, Mn, Co, Ni, Cu	n x 10^{-2}
Практично нерухомі	Fe, Al, Ti, SiO_2 оксидів	n x $10^{-\infty}$

Однак зазначимо, що порядок рухливості елементів у різних умовах може суттєво змінюватись. Наприклад, залізо у відновних умовах досить легко мігрує за межі зони звітрювання, а не концентрується в ній, як це буває в окисному середовищі.

На стадійність процесу звітрювання вперше звернув увагу також акад. Б. Полинов [99], який виділив такі його стадії:

1) уламкову з переважанням механічного руйнування;
2) "насичену сіалітну", під час якої виносяться вся сірка і хлор, відбувається розщеплення та винесення основ і створення лужної реакції та виникнення глинистих мінералів, яким сприяє це середовище (монтморилоніт, гідрослюди);
3) "кислу силікатну", упродовж якої майже повністю виносяться основи, середовище стає кислим і починають утворюватись мінерали групи каолініту;
4) алітну стадію, що супроводжується руйнуванням цих алюмосилікатів і накопиченням гідрооксидів Fe і Al (гідраргіліт, діаспор, гематит та ін.).

Ця схема не охоплює всіх природних процесів і є одним з багатьох можливих варіантів. Тому М. Страхов [127] для хімічного звітрювання в умовах гумідного літогенезу багатокомпонентних порід (особливо тих, що містять багато силікатів, алюмосилікатів і карбонатів) виділив дві стадії: лужну і кислу. На початковій стадії звітрювання відбувається в умовах окисного і лужного середовища. У цей час із породи виносяться всі солі, які легко розчиняються: сульфати, хлориди і карбонати K, Na, Ca, Mg.

Одночасно відбувається гідроліз силікатів, метасилікатів та вимивання видобутих з них основ: Na, K, Mg і Ca. Оскільки кремнезем легко розчиняється у лужних водах, то він також помітно виноситься з елювію. Це є характерним для Mn, який виділяється у вигляді вуглекислої солі і має лужні властивості. Інакша ситуація з залізом, алюмінієм і титаном. Тривалентне залізо, яке потрапляє у ґрунтовий розчин з материнських порід, коагулює і осаджується так само, як Al_2O_3 і TiO_2. Двовалентне залізо швидко окиснюється до Fe^{+3} і також осідає. Загалом кора звітрювання на лужній стадії збагачується Fe, Al і Ti і втрачає Na , K, Mg і Ca, частково Mn.

На пізнішій за часом – кислій – стадії, з одного боку, продовжується руйнування алюмосилікатів і винесення основ та SiO_2, а з іншого, що найважливіше, – починається міграція важкорозчинних сполук: гідрооксидів алюмінію, Fe_2O_3, MnO_2, частково й оксидів Ті. У міграції Ті важливу роль, очевидно, відіграє органічна речовина. Взагалі на кислій стадії, коли вона добре розвинена й існує тривалий час, набувають рухливості та мігрують практично всі елементи, що утворюють вихідну породу.

1.5. Стійкість мінералів у процесах звітрювання

Здатність гірських порід і мінералів протистояти зовнішньому впливу **називають стійкістю мінералів.** Стійкість за умов звітрювання залежить від складу і властивостей порід. **Виділяють фізико-механічну, хімічну та гідроаеродинамічну стійкість.** Ці різновиди стійкості пов'язані між собою і взаємно впливають одна на одну.

Фізико-механічна стійкість залежить від твердості, спайності, окремості, тріщинуватості, крихкості, наявності включень та низки інших фізичних властивостей мінералів. Для оцінки механічної стійкості мінералів застосовують методику визначення зношуваності за Розівалем, для чого мінерал шліфують на шліфувальному крузі у стандартних умовах, визначаючи ступінь зношуваності як відношення об'єму зразка до затраченої на це роботи. У табл. 1.5 наведено співвідношення між відносною та абсолютною твердістю мінералів і їхньою зношуваністю.

З табл. 1.5 чітко видно, що визначальну роль у механічній стійкості мінералів **відіграє їхня твердість.** Однак у бурхливих потоках, де мінерали зазнають сильного ударного впливу, важливою є **спайність** (наприклад, топаз з причини досконалої спайності буде менш стійким механічно, ніж набагато м'якший від нього кварц),

Таблиця 1.5

Залежність відносної та абсолютної твердості мінералів від зношуваності

Мінерали	Твердість за Моосом (відносна)	Твердість за Ауербахом (абсолютна)	Зношуваність за Розивалем
Тальк	1	5	50
Гіпс	2	12	109
Кальцит	3	80	202
Флюорит	4	100	210
Апатит	5	200	322
Ортоклаз	6	220	947
Кварц	7	275	5250
Топаз	8	460	-
Корунд	9	1000	-
Алмаз	10	2500	-

окремість, через наявність якої стане менш стійким дуже твердий корунд, **крихкість**, характерна для найтвердішого серед мінералів – алмазу, яка робить його досить вразливим механічно.

Хімічна стійкість мінералів залежить від складу, будови, дисперсності і, перш за все, розчинності мінералів, а також характеру середовища і тривалості перебування мінералів у ньому. Зокрема, у водному середовищі найнестійкішими є легкорозчинні мінерали.

Однак та сама кухонна сіль, яка майже миттєво розчиняється у воді, виявляється дуже стійкою в сухому повітрі пустель, зокрема Сахари, де, як уже зазначено, століттями існують міста, побудовані з кам'яної солі.

Сильно впливають на різні мінерали такі параметри середовища (передусім водного), як температура, тиск, солоність, склад розчинених солей та газів, pH і Eh, течії (водні та повітряні) і багато інших. Наприклад, кварц, який уважають одним з найстійкіших мінералів, досить легко розчиняється у лужних середовищах з $pH \geq 8$. Аналогічно пірит, дуже нестійкий у водному середовищі, де є вільний кисень, дуже стійкий хімічно в сухому повітрі тощо.

Гідромеханічна стійкість мінералів. Для характеристики властивостей теригенних мінералів, що визначають їхнє переміщення і транспортування, використовують різноманітні й не завжди чітко визначені поняття і критерії. Найчастіше [10] оперують близькими поняттями про рухливість теригенних мінералів, їхню транспортабельність, плавучість, флотаційність, під якими розуміють, звичайно, податливість уламкових часток впливам, спрямованим на їхнє переміщення та швидкість цього переміщення. Однак, характеризуючи теригенні мінерали і визначаючи їхню поведінку у процесі седиментогенезу, зручно користуватися зворотною величиною, яка характеризує спротив уламкових часток механічним впливам, спрямованим на їхнє переміщення. Таку величину М. Бергер [10] назвав гідроаеродинамічною (гідроаеромеханічною), або гідромеханічною, стійкістю.

З огляду на величезну роль у транспортуванні теригенних мінералів **сальтаційного ("стрибкового") механізму**, за яким уламкові зерна в процесі перенесення неодноразово переходять із рухомого стану у нерухомий, а потім знову їх зриває потік, як показники частинок розглядають критичні швидкості ($V_{кр}$): критичну швидкість зриву (V_c), тобто мінімальну швидкість потоку, необхідну для початку транспортування, переміщення частки, або критичну незворушну швидкість ($V_н$), тобто максимальну швидкість потоку, за якої частинка ще зберігає стійкість і не піддається винесенню, транспортуванню. А оскільки кожний наявний в осаді мінерал має різноманітну форму, розміри та інші характеристики уламкових зерен, то критична на розмивання швидкість зриву V_c у тих чи інших природних умовах є найменшою швидкістю потоку, за якої розпочинається масове відривання і винесення уламкових зерен цього мінералу.

З'ясовано, що послідовність зменшення гідроаеродинамічної стійкості теригенних мінералів відповідає послідовності зменшення їхньої густини. З огляду на це М. Бергер [10] виділив п'ять груп теригенних мінералів за їхньою гідроаеродинамічною стійкістю, яким відповідають значення густини мінералів (табл. 1.6).

З урахуванням наведених даних, неважко зрозуміти, що практично неможливо побудувати єдиний ряд мінералів за зростанням

Таблиця 1.6

Групування теригенних мінералів за їхньою відносною гідромеханічною стійкістю, за М. Бергером [10]

Групи мінералів за ГМС	Оцінка стійкості	**Значення густини мінералів**	**Приклади мінералів**
I	Дуже низька	< 2,85	Польові шпати, кварц, мусковіт, кордієрит
II	Низька	2,85–3,5	Турмалін, силіманіт, апатит, андалузит, епідот, амфіболи, біотит, авгіт, діопсид, гіперстен, олівін (форстерит)
III	Середня	3,5–4,0	Алмаз, лейкоксен, шпінель, кіаніт, ставроліт, титаніт, піроп, андрадит, олівін (гортоноліт)
IV	Висока	4,0–5,5	Циркон, рутил, ільменіт, монацит, ксенотим, хроміт, корунд, спесартин, альмандин, магнетит, перовськіт, пірохлор, олівін (фаяліт)
V	Дуже висока	>5,5	Платина, золото, баделеїт, каситорит, танталіт, шееліт, кіновар, вольфраміт

їхньої загальної стійкості в усіх можливих умовах середовищ. Такі спроби робили неодноразово, однак жодна схема не є універсальною.

Повніша інформація щодо стійкості мінералів в осадових процесах є в книзі М. Бергера [10].

1.6. Кора звітрювання

Найціннішим продуктом процесів звітрювання загалом і хімічного (та біохімічного) зокрема **є кора звітрювання**. Цей

термін застосовували В. Вернадський, О. Ферсман, Б. Полинов, І. Гінзбург, А. Додатко, Ю.Казанський, В. Казарінов, К. Лукашов, А. Перельман, В. Петров, Л. Рухін, М. Страхов, Є. Шанцер, А. Нікітін та багато інших дослідників. Деякі з них розглядали питання кори звітрювання у дуже широкому розумінні, зачисляючи до неї всі утворення верхньої оболонки літосфери, у тім числі осадові гірські породи. Зокрема, І. Гінзбург [29–31] зачисляв до кори звітрювання не лише елювій, а частково і делювій, що більшість сучасних дослідників заперечує.

У геологічній літературі, присвяченій корі звітрювання, є декілька визначень, які суттєво відрізняються між собою. Наприклад, **Є. Шанцер [144]** визначив кори звітрювання як **"топографічно незміщені продукти гіпергенної зміни речовини материнських гірських порід".** К. Нікітін [85] корою звітрювання назвав "... комплекс гірських порід, що утворилися у континентальних субаеральних умовах у результаті фізичних і хімічних змін висхідних гірських порід верхньої частини літосфери, які прямують до рівноважного стану у поверхневих термодинамічних умовах під впливом гідрогеохімічних, біохімічних та геолого-структурних чинників".

За визначенням Г. Крашеніннікова [61], "кора звітрювання – це закономірно побудований профіль, що розвивається на материнських породах шляхом перетворення їх під впливом поверхневих агентів".

У Геологічному словнику [28] кора звітрювання визначена як "комплекс порід (елювіальних утворень), що виникли у приповерхневій частині земної кори внаслідок перетворення в континентальних умовах магматичних, метаморфічних і осадових гірських порід під впливом фізичних і хімічних (залучаючи біогенні) процесів, пов'язаних зі звітрюванням". Цього визначення дотримувалися В. Вернадський, М. Страхов, І. Гінзбург, В. Казарінов, А. Перельман, В. Петров, Є. Шанцер, К. Нікітін та А. Цехомський, автор статті про кори звітрювання у Справочнике по литологии [121].

Простіше кажучи, це та частина продуктів звітрювання, що залишається на місці утворення і не зазнає значного переміщення. Їх ще називають елювієм, або залишковими утвореннями.

В. Приклонський [100] пропонував розрізняти фізичний і хімічний типи кори звітрювання залежно від чинників, під переважним впливом яких сформувалася та чи інша кора звітрювання. Він зазначав, що для кожного типу кори звітрювання характерні свої профілі звітрювання, які визначені сполученням зон звітрювання, у межах яких породи відрізняються за ступенем подрібненості або зміни мінерального складу.

Найповніше визначення поняття "зони кори звітрювання" дане І. Гінзбургом [31] та К. Нікітіним [85], які під зоною розуміли частину кори звітрювання, що має більш-менш визначений мінеральний склад, фізичні властивості і структурно-текстурні особливості, а також певний комплекс геохімічних процесів, що відбуваються або відбувалися в ній.

Звичайно досліджують хемогенні кори звітрювання. Досить повну інформацію про фізичні кори звітрювання читач може отримати з монографії Ю. Матвєєва [78].

Незважаючи на мізерність кількості продуктів кори звітрювання порівняно з іншими осадовими утвореннями, вони мають важливе теоретичне й особливо практичне значення, тому що внаслідок переміщення речовини та їхнього утворення вивільняються і концентруються розсіяні в материнських породах різні компоненти, які створюють родовища цінних корисних копалин. Їх прийнято поділяти на елювіальні, що входять до складу кори звітрювання, і осадові – кластогенні і хемогенні.

Елювіальними корисними копалинами у корі звітрювання є латеритні боксити, елювіальні руди Fe, Mn, Ni, Co, фосфорити, аутигенні утворення карбонатних порід (калькрети, каліче), кварцити (сількрети), первинні каоліни, маршаліт, вермикуліт, корінні родовища та елювіальні розсипища золота, алмазів, каситериту, ільменіту, тантало-ніобатів та інших цінних мінералів.

Значний інтерес становлять родовища золота у корах звітрювання знаменитих чорних сланців, відомі, зокрема біля м. Орська (Південний Урал, Росія).

Осадові корисні копалини, пов'язані з корами звітрювання, складаються з перевідкладених продуктів, що зберегли головні риси речовинного складу кори звітрювання. Поділ їх на кластo-

генні та хемогенні зумовлений формою перенесення і відкладання речовини, що вивільняється внаслідок звітрювання материнських порід. До осадових корисних копалин належать: перевідкладені боксити, більшість осадових руд Fe, Mn, головна частина кварцових пісків, вторинні каоліни, вогнетривкі та тугоплавкі глини, мінеральні розсипища, що належать до різноманітних, переважно, континентальних фацій. Зв'язок з корами звітрювання визначений ще для багатьох родовищ руд і нерудної сировини. Зокрема, це поширюється на деякі стратиформні родовища руд кольорових металів, золота, континентальні накопичення мінеральних солей і поклади різних будівельних матеріалів. Усі названі корисні копалини належать до формацій кор звітрювання. Треба також згадати, що багаті оксидні руди Кривого Рогу І. Гінзбург [30] пов'язував з корами звітрювання залізистих кварцитів. У хребті Каратау (Казахстан) до мезозойської кори звітрювання приурочені поклади оксидних руд свинцю. В пустелях у корі звітрювання утворюються родовища урану і ванадію (карнотити США та ін.). Усе це надає корам звітрювання важливого практичного значення.

Окрім перерахованих родовищ, для яких зв'язок з корами звітрювання виявлений цілком виразно, відомі численні поклади корисних копалин, які утворилися, мабуть, із продуктів кори звітрювання "дальнього перенесення", однак безпосередній їхній зв'язок з корами звітрювання втрачений. До них належить більшість залізних руд морських фацій та численні мінеральні розсипища, що виникли з проміжних колекторів. Ці родовища розміщені нерідко на великій відстані від материнських кір звітрювання і не можуть бути включені до формації цих кір, проте, зазвичай, близькі за часом виникнення до епох регіонального короутворення.

З наведеного цілком зрозуміло, що вивченню кори звітрювання у всьому світі надавали і надають важливого значення, внаслідок чого виникла окрема галузь геологічних наук – учення про кори звітрювання. У розвиток цієї галузі великий внесок зробили відомі вчені Б. Полинов, І. Гінзбург, Д. Сердюченко, Б. Кротов та багато інших. Кори звітрювання на території України вивчали А. Додатко, Ю. Русько, Є. Куковський, В. Крамаренко, А. Нікітіна та ін. Детально досліджували кори звітрювання Сибірської

платформи з огляду на алмазоносність Якутії випускники геологічного факультету М. Зінчук, Є. Борис, А. Харків, Б. Ягнишев та ін. Безпосередню участь у цих роботах брали вчені нашого факультету Ю. Мельник, В. Хмелевський, Р. Затхей та ін. [79]. У підсумку опубліковано багато статей з різних аспектів дослідження кори звітрювання. Ще одним свідченням значної уваги геологів до вивчення кори звітрювання є той факт, що видавництво АН СРСР протягом тривалого часу випускало щороку збірник статей "Коры выветривания", де друкували статті про різноманітні кори звітрювання багатьох регіонів не лише СРСР, а й усього Світу.

Добре розвинена кора звітрювання формується тривалий час і є своєрідним залишковим утворенням. Вона помітно відрізняється від звичайних осадових гірських порід і до неї не треба вживати терміна відклади, а ліпше називати, на нашу думку, залишковими утвореннями.

Кора звітрювання має низку специфічних ознак, серед яких треба називати згідно з Г. Крашенінніковим [61], такі:

1) генетично кора звітрювання тісно пов'язана з підстильними материнськими породами. Цей зв'язок виявляється, як в особливостях мінерального і хімічного складу, так і в тому, що нерідко, особливо у нижніх горизонтах, продукти кори звітрювання зберігають структуру і текстуру материнської породи;
2) різниця у складі кори звітрювання і материнської породи зростає знизу догори. На деякій відстані від основи може виявитися, що в продуктах кори звітрювання вже зовсім немає мінералів материнських порід;
3) корі звітрювання властива зональна будова: у розрізі виділяється низка зон, або горизонтів, які відрізняються між собою за хімічним та мінеральним складом, а нерідко і за фізичними властивостями, кольором, щільністю, структурою тощо. Важливо зазначити таке: якщо кора звітрювання містить корисні копалини, то вона звичайно не розподілена рівномірно по всьому розрізу кори, а переважно або й повністю приурочена до окремих його горизонтів, що значно полегшує видобування цієї копалини. Зональна бу-

дова кори звітрювання пов'язана зі складними процесами її формування, зокрема, зі стадійністю її розвитку: певним стадіям відповідає й утворення окремих зон чи горизонтів у розрізі. Звичайно спостерігають спрощення складу кори звітрювання знизу догори по розрізу: вищі горизонти мають простіший склад, ніж нижчі;

4) мінеральний склад кори звітрювання дуже різноманітний, проте переважають у ньому глинисті мінерали. Власне вони, будучи продуктом поверхневих фізико-хімічних умов, виявляються тут найстійкішими і тому відіграють таку важливу роль не лише у корі звітрювання, а й серед осадових гірських порід загалом. Послідовне утворення глинистих мінералів з материнських порід і їхня наступна зміна в розвитку процесів звітрювання є однією з головних причин зональної будови кори звітрювання. Деякі горизонти кори, особливо верхні, складаються цілком із глинистих мінералів. Найпоширенішими серед них гідрослюди, мінерали групи каолініту, смектити, хлорити, серпентини та інші мінерали.

Виникнення різних типів кори звітрювання залежить від: а) складу материнських порід; б) клімату; в) будови рельєфу; г) тектонічного режиму.

На рис. 1.12 показано вплив клімату і складу материнських порід на будову кори звітрювання (за матеріалами Музею землезнавства МДУ ім. М.В. Ломоносова) [61].

Як бачимо, найменша потужність кори звітрювання та її найпростіша будова властиві холодному клімату. У сухих умовах у ньому виникає лише малопотужна жорств'яна зона без помітних ознак хімічного розкладання. У вологій зоні цього ж клімату кора також малопотужна, проте вже має ознаки хімічного звітрювання, і тому на різних материнських породах вона різна: на гранітах, окрім жорстви, розвивається шар гідрослюди; на габро – нонтроніт–опаловий. На серпентиніті кора звітрювання має вже три зони: жорства, нонтроніт–опал і вохра. У помірному кліматі, особливо у спекотному вологому, кора звітрювання побудована набагато складніше, і на різних породах розвивається суттєво по-різному.

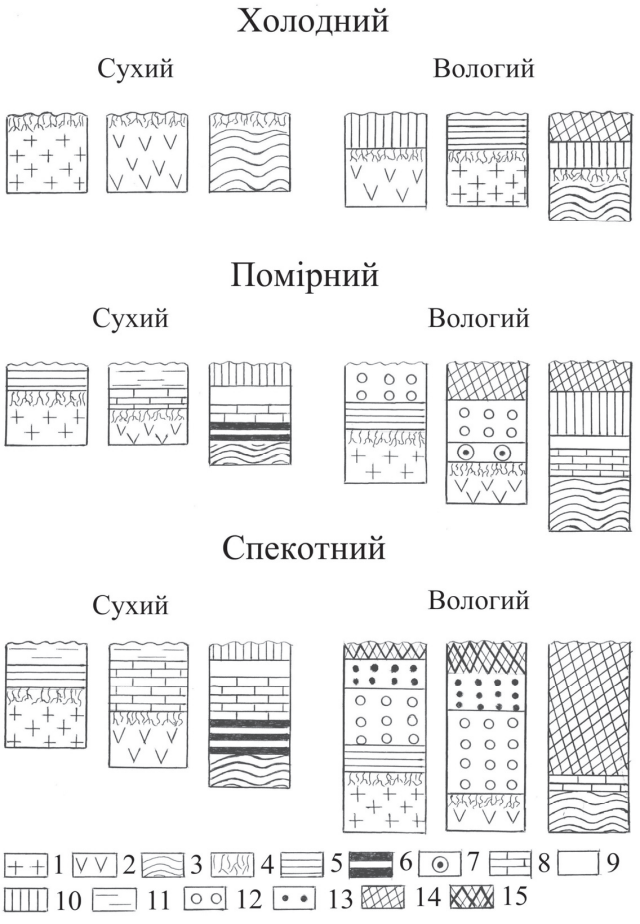

Рис 1.12. Залежність профілю звітрювання різних порід від клімату (за матеріалами музею землезнавства МДУ):
1 – граніт; *2* – габро; *3* – серпентиніт. Зони профілю звітрювання: *4* – жорств'яниста; *5* – гідрослюдиста; *6* – магнезитова; *7* – гідрохлоритова; *8* – карбонатна; *9* – нонтроніто-опалова; *10* – нонтронітова; *11*– монтморилоніто-ва; *12* – каолінітова; *13* – каолініто-гібситова; *14* – вохриста; *15* – бурозалізнякова шляпа, за Г. Крашенінніковим [61]

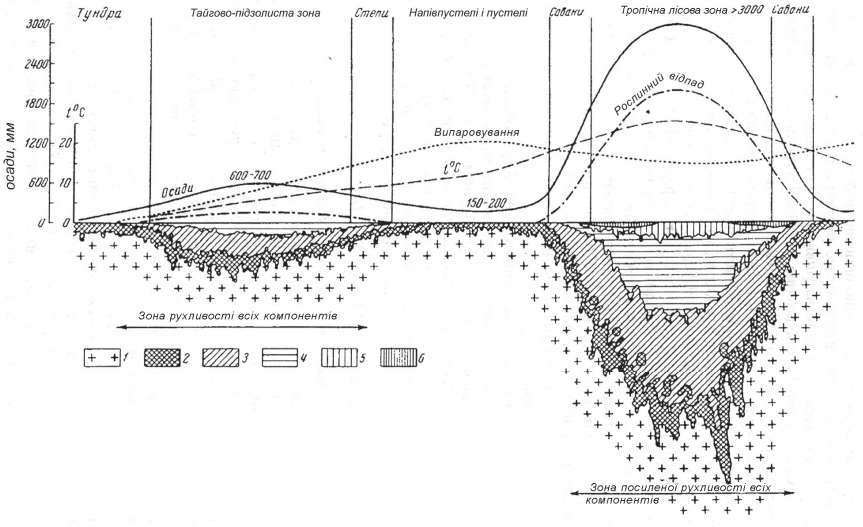

Рис 1.13. Профілі кори звітрювання зони поширення в умовах гумідного літогенезу:
1 – свіжа порода; *2* – зона жорстви хімічно мало змінена; *3* – гідрослюдисто-монтморилонітово-бейделітова зона; *4* – каолінітова зона; 5 – вохри, Al_2O_3; *6* – панцир, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$, за М. Страховим [128]

Іноді у таких корах можна виділити до п'яти горизонтів. На гранітах здебільшого розвивається кора каолінітового типу, на основних породах (габро, діабази) переважають залізисті смектити і червоні каоліни, на серпентинітах – нонтроніти та вохри. Зазначимо, що в різних умовах клімату та рельєфу профілі кори звітрювання можуть мати суттєво різний склад і будову. Наприклад, М. Страхов [128] у зоні поширення кори звітрювання в умовах гумідного літогенезу (рис. 1.13) виділив три суттєво різні ділянки:

1) простора північна смуга помірного клімату в Північній Америці, Європі та Сибіру, яка охоплює області з рівнинним або ж слабко розчленованим рельєфом, тобто з пасивним тектонічним режимом;
2) настільки ж простора зона тропічного клімату в Північній і Південній Америках, Африці та Індії з порівняно слабко

розчленованим рельєфом, тобто також з пасивним тектонічним режимом;

3) великі смуги гористих областей: Кордільєр і Анд, Середземноморської складчастої зони Євразії, Східно-Азіатської мезозойської складчастості, тобто зони з активним тектонічним режимом.

У розвитку кори звітрювання в кожній з цих зон зафіксовано специфічні риси (див. рис. 1.12, 1.13, 1.14). В областях холодного помірно вологого клімату Північної Америки й Азії у так званій тайгово-підзолистій зоні сучасна кора звітрювання малопотужна

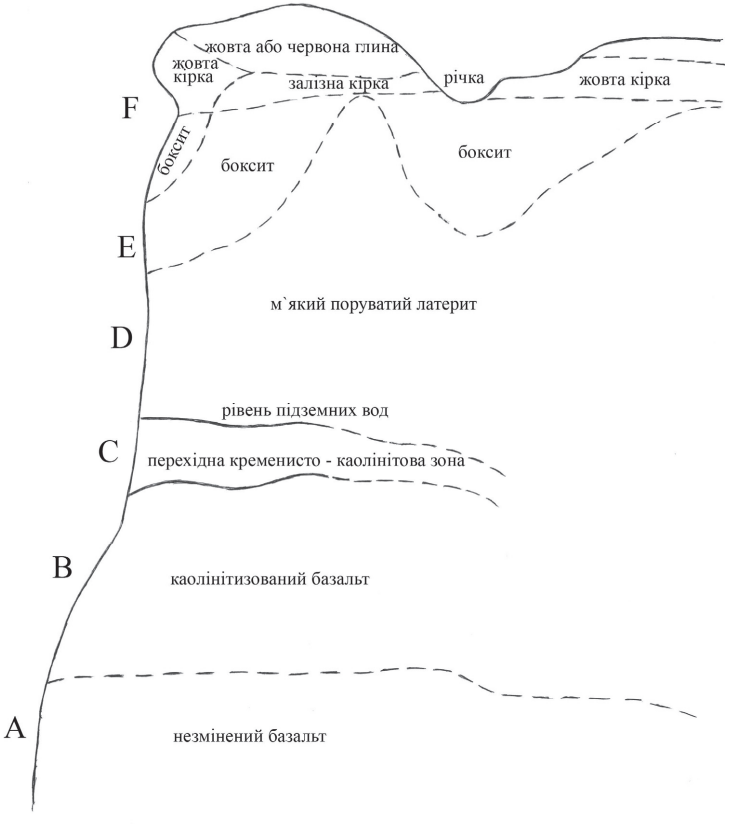

Рис. 1.14. Латеритний профіль кори звітрювання, за М. Страховим [128]

і досягає максимум 1,0–1,2 м. Вона практично тотожна тут ґрунтовому покриву. Її верхній горизонт утворює дуже тонкий (1–3 см) гумусовий шар, збагачений органічною речовиною. Наступний, або елювіальний, горизонт А (15–50 см, зрідка більше) має світло-сірий або білуватий колір і майже повністю складається з тонкодисперсного кремнезему, інші компоненти з цього шару винесені або представлені залишками; pH < 7 (інколи до 5,5), тобто звітрювання перебуває на кислій стадії. Ще нижче залягає іржавий ілювіальний горизонт В (10–20 см), або шар залізистих стяжінь (орштейнів). Низхідною течією води виноситься низка сполук із вищого горизонту А; pH підвищується до нейтрального значення. В основі кори звітрювання залягає горизонт С – материнська порода, ще не зачеплена суттєво звітрюванням. Незважаючи на малу потужність (0,5–1,2 м) підзолистої кори звітрювання, верхня частина її профілю все ж таки перебуваєвже на кислій стадії звітрювання, і з породи тут вилугувані всі компоненти, включаючи Fe^{+3}, Al і Ti.

На переході Середньосибірського нагір'я в область плоскогір'я хімічне звітрювання слабшає, що відображене в меншому розвитку підзолистого профілю ґрунтів. Уздовж північної межі підзолисто-тайгової зони у смузі тундри горизонт елювію стає карликовим і поступово зникає, а винесення компонентів із кори звітрювання припиняється. По південній межі підзолисто-тайгової зони у смузі степів хімічне звітрювання також згасає, спиняючись на лужній стадії, що сприяє припиненню винесення Fe^{+3}, Al і Ti.

Смуга тропіків відрізняється різко інтенсивнішим розвитком кори звітрювання (див. рис. 1.13). Потужність кори звітрювання тут величезна й досягає 100–120 м і більше, вона вже віддиференційована від ґрунтового горизонту і виявляє чітку зональну будову. Найпотужнішими і найліпше вивченими корами звітрювання тропічних областей є так звані латеритні профілі, що звичайно розвиваються по основних породах (рис. 1.14).

Згідно зі М. Страховим [126], загалом тропічним корам звітрювання властива наявність таких зон:

а) знизу залягає горизонт свіжої, ледь зачепленої розкладанням материнської породи, де виявляється лише механічне руйнування, яким порода подрібнена на щебінь;

б) вище залягає горизонт розкладання, який є глинистою породою. Тут первинні силікати гідратуються і переходять у гідрослюди, гідрохлорити, смектити і монтморилоніти. У цьому випадку в гранітах розвивається гідрослюдиста зона, у базальтах, габро та інших основних породах – зона монтморилоніт-бейделітова, іноді з'являються опал і карбонати. Характерною рисою цього горизонту є збереження глинистою породою текстурних рис материнського субстрату;

в) ще вище залягає плямистий горизонт. На гранітах він каолінітовий, на базальтах – монтморилонітовий. Реліктові структури материнських порід тут зникають. Плямистість зумовлена перерозподілом гідрооксидів заліза з утворенням локальних їхніх накопичень;

г) закінчується кора звітрювання зоною вохр або горизонтом накопичення полуторних оксидів Fe і Al та TiO_2. Структура цих скупчень бобова або оолітова, текстура ніздрювата. Цей горизонт розвивається лише в умовах вологих тропіків і, частково, субтропіків і нема його у помірній зоні гумідного клімату.

На північ і південь у зоні савани з наближенням до аридних поясів потужність тропічної кори звітрювання та інтенсивність вилуговування зменшуються аналогічно, як у північній помірній зоні.

На гористих ділянках тектонічно активних областей більшменш розвиненої кори звітрювання немає, хоча хімічне звітрювання, особливо в низьких широтах, без сумніву, відбувається. Лише на окремих ділянках, де тектонічна активність послаблюється (як, наприклад, у деяких районах Китаю), або там, де вона виявляється переважно в підводній частині регіону, а острови мають не дуже розчленований низькогірний рельєф (малайський архіпелаг, особливо, Індонезія), кора звітрювання все ж таки утворюється.

Отже, кора звітрювання досягає максимального розвитку на майже нерухомих протягом значного часу рівнинах вологих тропіків [125]. Профілі кори звітрювання можуть мати суттєво різний склад і будову. Тому у випадку збереження тих же морфолого-тектонічних умов кора звітрювання зменшується, як у

напрямі до північної помірної зони, особливо до тундри, так і до аридних областей. Унаслідок посилення тектонічної рухливості регіону хімічне звітрювання поступово спадає, кора звітрювання редукується і може не розвинутися зовсім [128]. Детальну інформацію щодо впливу клімату на утворення кори звітрювання див. у додатку VI.

Контрольні питання

1. Звітрювання (загальна характеристика).
2. Три групи продуктів звітрювання.
3. Фізичне звітрювання.
4. Хімічне звітрювання.
5. Роль CO_2 в хімічному звітрюванні.
6. Роль мінеральних кислот у звітрюванні.
7. Роль організмів та органічних речовин у звітрюванні.
8. Роль кисню у звітрюванні.
9. Роль вуглекислоти у звітрюванні.
10. Головні агенти перенесення продуктів звітрювання.
11. Стійкість мінералів у разі звітрювання.
12. Геохімія продуктів звітрювання.
13. Водневий показник середовища і його роль у формуванні осадових порід.
14. Роль води у процесах звітрювання.
15. Окисно-відновний потенціал та його роль у процесах формування осадових порід.
16. Гальміроліз і його продукти.
17. Кора звітрювання та корисні копалини в ній.
18. Латеритні кори звітрювання.

2. МОБІЛІЗАЦІЯ

Здебільшого геологи вважають, що утворення осадових гірських порід розпочинається з процесу звітрювання. М. Страхов [127] звернув увагу на те, що осади, а потім і осадові гірські породи утворюються не лише з продуктів звітрювання, а й з продуктів вулканічних вивержень, життєдіяльності живих організмів, космічних і техногенних матеріалів, які утворюються у грандіозних кількостях унаслідок технічної діяльності людини. Саме тому він запропонував першу стадію седиментогенезу називати мобілізацією речовини, куди належать процеси звітрювання, вулканічні виверження, біогенні, хемогенні, космогенні та техногенні процеси. Мобілізація речовини для майбутніх осадових утворень є не одноактним, однак тривалим процесом, який зазвичай визначений геологічним часом.

2.1. Вулканізм, або ендогенне винесення речовини

Мобілізація ендогенної речовини вивчена недостатньо. За різними компонентами осадів її поки що оцінюють від декількох до **50 %** (манґан-залізо-манґанові конкреції). Проте ці дані постійно

переглядають. Не викликає сумнівів важлива роль ендогенного постачання розчинів Fe, Mn, As, Sb, можливо P, частково Al та інших компонентів для формування осадів і руд [136].

Ендогенна речовина надходить у трьох формах: твердій, рідкій та газовій. Тверді продукти – лави та пірокластичний матеріал. Лави сприяють накопиченню осадового матеріалу сингенетично і поствулканічно. Синвулканічна мобілізація речовини виявляється у розчленуванні меж лавових потоків унаслідок руху та занурення уламків у осадовий, глинистий, піщаний, вапняковий матеріал та утворенні брекчієвих лавокластитів [14]. Іншим генетичним типом є гіалокластити – склуваті продукти шокової, або гартованої, десквамації (лущення) лавових куль – подушок у підводному або підльодовому виливанні, а також накопичення кульок – продуктів пульверизації лави під водою. Розмір фрагментів – піщаний та жорств'яний, форма шкаралупчаста та кулькова, краплеподібна. Скло сидоромеланове, неокиснене, прозоре (протилежне тахілітовому, чорному, окисненому, характерному для виверженьна повітрі), тому воно нестійке, оскільки легко гідратується і перетворюється в аморфну жовту речовину – палагоніт, а той – швидко у хлорити та смектити.

Значно багатшим є пірокластичний матеріал, що формується під час вибухової або експлозивної діяльності вулканів – туфи спочатку у вигляді пухких накопичень (тефи) різних генетичних типів, а потім у вигляді порід. Швидкість накопичення пірокластичних осадів одної з найбільших – метри за години або дні, а в шлакових конусах – десятки метрів за добу [138]. Матеріал найчастіше ювенільний, основного, середнього та кислого складу, розміром від блоково-брилового до алевритового та грубо пелітового (від 20–10 м до 0,001 мм, іноді ще дрібніше), свіжий, неокиснений (не звітрілий) і незмішаний, хімічно незрілий та нестійкий, у екзосфері легко змінюється. Рідше матеріал змішаний, не ювенільний, а епікластовий, тобто мобілізований вибухом уже в твердому стані – під час вибуху, зазвичай катастрофічного, вулканічної будівлі або порід фундаменту (кімберліти та притрубкові туфи). Його називають резургентним (відновленим). Пірокластичний матеріал розноситься на десятки, сотні та тисячі кілометрів, унас-

лідок цього він поступово зменшується за розміром (пірокластична фаціальна зональність) та дещо сортується: якщо біля вулкана переважають літокласти (уламки вулканічної породи), дещо далі помітна участь кристалокластів, то на більшій частині площі пірокластичного шлейфу домінують вітрокласти, тобто уламки скла, що швидко застигли в повітрі й тому позбавлені кристалічної фази. Тиск, що з глибиною підвищується, в океані послаблює і навіть унеможливлює вибухову форму виверження, і тут основною стає ефузивна форма.

Винесення забезпечують колоїдні та іонні розчини, особливо кислі, що переносять кремнезем, глинозем, Fe, Mn, інші метали, Mg, Ca, S, Sb, As, P тощо. Більшість сполук легше розчиняється у гарячих водах, тому гідротермальні розчини переносять великий об'єм речовини, а під час просочування на поверхню розчини охолоджуються, пересичуються й осаджують травертини та інші гідротермальні хімічні осади: кремнезем у вигляді опалу, залізо у вигляді лімонітових каскадів у струмках і річках та шаруватих відкладів у озерах і лагунах, а також у морях і океанах.

Останнім часом щораз більше визначають переважно не ювенільне, а поверхневе походження головного флюїду – води, що береться з осадів (у них захоронена морська та прісна вода), тобто вона є ремобілізованою внаслідок прогрівання стратисфери внутрішнім теплом. Підземна вода – активний розчинник, який мобілізує величезні маси рудних та інших компонентів зі стратосфери, які також є переважно не ювенільними, тобто не надійшли разом з магмою. Це підтверджене і співвідношенням ізотопів, наприклад, сірки у сульфідах: вона теж переважно екзогенна.

Гідротерми виходять і без очевидного зв'язку з вулканами, хоча майже завжди припускають їхній генетичний зв'язок з глибинними магматичними осередками. Тепло- та масоперенесення від них відбуваються завдяки нагрітим водам та газам, що виходять на поверхню у вулканічних районах (Великий Кавказ, Передкавказзя, Дагестан, Передкарпаття та ін.) і на шляху спричиняють метасоматоз (заміщення) та метаморфізм. Підвищений тепловий потік цих зон відображений підійманням ізотерм.

Також гідротерми виходять на дні морів та океанів, наприклад, у Червоному морі, Тихому океані та ін. З ними у прямому генетичному зв'язку перебувають металоносні осади, величезні (можливо, до 500 м висотою) чорні та білі "курці" – конусоподібні башти з рудних та силікатних гідротермальних мінералів і порід, що були виявлені 30 років тому в розсувних зонах дна океанів. Переважають сульфідні форми металів, які досить швидко набувають оксидної або сульфатної форми. Крім концентрованих осадів руд, кременевих, частково фосфатних осадів, таке ендогенне живлення поповнюють осадові компоненти, а запаси океанічних вод, змішуючись з екзогенною речовиною, знеособлюються. Працями В. Курносова [67] зі співавт. доведено інтенсивне вилуговування з базальтів багатьох елементів нагрітими океанічними водами, які по конвекційних комірках великого розміру (десятки кілометрів) надходять у надра океанічної кори та виходять уже у вигляді концентрованих розчинів (гідротерм) у рифтових долинах. Унаслідок цього вони спричиняють калієвий та інший метасоматоз, змінюючи базальти в напрямі їхньої "континенталізації" [58].

Важливе значення для живлення гідросфери мають зони гідротермальної переробки вулканічних та осадових порід – сульфатарно-фумарольні поля вибілювання (вулканічний елювій). Ці зони розташовані на температурному, окисно-відновному та кислотно-лужному геохімічних бар'єрах, а хімічна й теплова енергія газів і гарячих, переважно кислих, розчинів витрачається на інтенсивний метасоматоз туфів, лавових потоків та осадів, винесення рухливих лугів та інших елементів, відкладання кремнезему у формі опаліту та сульфідів, які внаслідок окиснення утворюють сульфати Ca, Mg, Fe та інших елементів, формування каолініту та інших глинистих мінералів і цеолітів. Ці зони вулканічного елювію не лише концентрують у собі багато мінералів і рудних елементів, а й постачають величезні маси рухливих елементів у гідросферу, де в сприятливих умовах утворюють гідротермні відклади, або, розсіюючись та знеособлюючись, поповнюють сольовий та катіонний склад води.

До складу газового комплексу входять пари води, CO_2, CO, H_2S, H_2, CH_4, N_2, NH_3Cl, S, As, благородних газів та ін. Вони ви-

паровуються, де знеособлюються, однак частково переходять у розчин і тверду фазу. Зокрема, сірководень, окиснюючись до елементарної сірки, створює її грифони і конуси, які під час руйнування переміщаються у вигляді піску та пилу в поверхневих водах і відкладаються у кратерних озерах та інших водоймах у вигляді шаруватих механогенних уламкових осадів елементарної сірки – сульфуритів – потужністю до 10–20 м (вулкани Ебеко (о. Парамушир) та інші на Курильській дузі). У надрах Землі ці гази працюють як мобілізувальні та транспортувальні флюїди, які екстрагують та переміщають великі маси металів та інших елементів. Походження головної частини газів теж не ювенільне: вони мобілізовані з осадової оболонки і частково з підземних та конвекційно-натягнутих поверхневих вод, у тому числі й морських. Важливу роль відіграє і захоронена органічна речовина, яка за підвищеної температури віддає майже всі свої газові компоненти: H_2, O_2, N_2, а також C.

2.2. Біогенна та техногенна мобілізація речовини

Речовину для осадових порід мобілізують також живі організми та органічна речовина загалом. Масштаби цієї мобілізації зростають за інтенсивністю розвитку життя, і їх не можуть не враховувати літологи та геохіміки. Хоча мобілізувальна роль біосу вторинна щодо звітрювання та вулканізму – життєдіяльність організмів розвивається на мобілізованій цими способами речовині – вона все ж набуває і самостійного значення, бо накопичує в своєму тілі і нерідко транспортує на великі відстані, причому часто ніби антиентропійно, величезну масу елементів – C, H, O, N, S, P, Al, металів та ін. Відмерла органічна речовина накопичує розсіяні U, V, інші метали та неметали, концентруючи їх з гідросфери.

Техногенна мобілізація – відвали, шлаки, скиди технічних вод, добрива та відходи – сильно отруюють середовище існування людини і всього біосу. Вивчення та оцінка цієї форми мобілізації речовини є найактуальнішим завданням екології, геохімії, гідрогеології та інженерної геології.

2.3. Перенесення і відкладання осадового матеріалу (міграція)

Продукти, що утворюються внаслідок звітрювання материнських порід, здебільшого не залишаються на місці, а під впливом геологічних чинників переносяться та сортуються на шляхах міграції й осідають у басейнах седиментації, опиняючись здебільшого у Світовому океані та його морських басейнах. Цей процес визначений чинником сили тяжіння, унаслідок чого продукти звітрювання переносяться з підвищених ділянок земної поверхні у знижені. Підвищеними ділянками є суходіл, а зниженими – дно басейнів Світового океану. Суходіл є зоною знесення продуктів звітрювання, тобто областю розмиву, оскільки морські басейни є областями збирання цих продуктів, або областю седиментації.

На суходолі продукти звітрювання нагромаджуються порівняно зрідка і, здебільшого, за короткий у геологічному розумінні період. Лише безстічні області пустель є безводними басейнами седиментації, де в значній кількості нагромаджується уламковий, а іноді й розчинний матеріал; такі безводні області часто розміщені нижче рівня моря. *Найглибшими западинами є Мертве море* (*Ізраїль, 400 м*), *Туфанська западина* (*Китай, 154 м*), *озеро Ассаль* (*Африка, 153м*), *Мангишлацька западина* (*Казахстан, 132 м*), *Долина Смерті* (*США, 85 м*), *Каракумська западина* (*Туркменістан, 81 м*), *п-ів Вальдес* (*Південна Америка, 40 м*), *Саракамська западина* (*Туркменістан, 38 м*), *оз. Ейр* (*Австралія, 12 м*) *та ін.*

Спочатку виносяться розчинені речовини, частина яких у загальній масі становить 16–22 %, потім – тверді частинки, що переміщаються за допомогою волочіння й у стані завісі.

Джерелом енергії седиментаційних процесів є гравітаційне поле і ендогенна енергія Землі, які створюють градієнти потенціальної енергії в гравітаційному полі, пов'язані з вертикальними змінами форми поверхні літосфери, а також з варіаціями температури і тиску у межах гідросфери й атмосфери. Вони забезпечують перехід потенціальної енергії в кінетичну, яка виникає в процесі перенесення осадів.

Головна відмінна риса сучасного підходу до седиментології з погляду енергетичного потенціалу відображена в уявленнях про низько- і високоенергетичні стани осадонагромадження. З цими уявленнями поєднується поняття ***енергії рельєфу,*** як закладені в ньому можливості перебігу екзогенних процесів тієї чи іншої інтенсивності. До ***високоенергетичних*** належать процеси, у яких переміщення і відкладання осадового уламкового матеріалу є результатом впливу потоків рідини і повітря або коливальних рухів у цих середовищах, а також переміщення високогустинних потоків твердої речовини у розрідженому чи непорушному стані, тобто руслові процеси на суходолі й у морі, хвилювання, течії, еолове перенесення, течії у різному виглялі розріджених мас осадового матеріалу, зсуви й обвали на підводних і надводних схилах.

Важливими чинниками перенесення продуктів звітрювання є сила тяжіння, повітря, вода та лід.

Сила тяжіння, як уже зазначено, є тим чинником, який загалом керує всіма процесами міграції продуктів звітрювання, бо якби її не існувало, то не було б і міграції. Однак за деяких умов ця сила виявляється у "чистому вигляді". Це відбувається в районах з сильно розчленованим рельєфом або в разі потужних тектонічних катастроф (земле- і моретрусах, цунамі, виверженнях вулканів тощо). Тоді виникають ***зсуви, обвали, лавини, селі та мури, провалля й інші катастрофічні явища***, під час яких переміщаються, іноді на великі відстані, величезні маси невідсортованого уламкового і розчинного матерілу, у якому водночас містяться брили діаметром у десятки метрів і тонкі глинисті частинки та значні маси водних розчинів.

В областях з холодним вологим кліматом (наприклад, у Сибірі), а також у вологих тропіках переміщення значних мас ґрунту відбувається внаслідок ***соліфлюкції,*** коли під час інтенсивного танення вічної мерзлоти або тропічних злив ґрунт пересичується вологою і перетворюється на рідку "кашу", яка стікає по твердому та слизькому підґрунтю з горбів і підвищених частин рельєфу у знижені.

Значно потужнішими чинниками перенесення продуктів звітрювання є повітря і вода.

Внаслідок різниці в тепловому режимі гідросфери і суходолу в атмосфері виникають течії повітря різних напрямів, які називають ***вітрами.*** Вітер, рухаючись, захоплює дрібні піщані та пилуваті частинки і переносить їх на дуже великі відстані, залишаючи на місці більш грубозернистий матеріал. Захоплений вітром матеріал може переноситися двома способами***: у завислому стані та волочінням.*** У ***завислому стані*** переносяться дрібні частинки, а ***волочінням*** – крупніший матеріал.

Вітер не лише переносить уламковий матеріал, а й бере активну участь у сортуванні продуктів руйнування материнських порід. Ці скупчення на місці утворення є сумішшю уламків найрізноманітніших розмірів (від брил та блоків до тонких глинистих новоутворень). Вітер видуває з цих скупчень легкі й дрібні частинки (від пеліту до гравію), залишаючи на місці крупніші й важчі уламки, частину яких він може переміщати волочінням.

Розмір частинок, що їх переносить вітер тим чи іншим способом, а також відстань їхнього перенесення залежать від сили вітру, яка зумовлена, перш за все його швидкістю. У табл. 2.1 наведено класифікацію вітрів та значення тиску ***(кг/м²)***, який вони розвивають. За даними Г. Горшкова [36], ***у разі швидкості вітру до 6,5 м/с*** переноситься ***пил і тонкий пісок розміром до 0,25 мм у діаметрі, за 10 м/с – крупні піщинки до 1 мм у діаметрі, за 20 м/с*** можуть летіти ***гравійні зерна діаметром до 4–5 мм, а урагани*** можуть переносити ***навіть дрібну гальку*** (табл. 2.2). Можливості транспортування повітряних мас за однакової швидкості у багато разів менші, ніж водних. Відстань, на яку може переміщатися осадовий матеріал в атмосфері, визначена не лише розмірами частинок, а й сталістю швидкості та напряму

повітряних потоків. Пелітові частинки можуть облетіти навколо земної кулі, алевритовий матеріал може переноситися у стані завису на тисячі кілометрів. Пісок у стані завису переноситься переважно ***перекочуванням і сальтацією*** (стрибками), більші уламки – переважно перекочуванням. За періодичної зміни напряму вітру пісок може довший час кочувати в межах будь-якої умовної території (наприклад, піщаної пустелі).

Таблиця 2.1

Швидкість і тиск вітру різної сили, за Г. Горшковим [36]

Вітер	Швидкість		Тиск, кг/м^2	Вітер	Швидкість		Тиск, кг/м^2
	м/с	км/г			м/с	км/г	
Штиль	<0,5	<1,8	<0,15	Свіжий	7–11	25,2–39,6	5,96–15,27
Слабкий	0,5–4	1,8–14,4	0,15–1,87	Сильний	11–17	39,6–61,4	15,27–34,35
Помірний	4–7	14,7–25,2	1,87–5,96	Буря	17–28	61,4–101,0	34,35–95,4
				Ураган	>28	>101,0	>95,4

Таблиця 2.2

Залежність розміру завислих частинок від швидкості вітру, мм

Швидкість вітру, м/с	Розмір завислих частинок, мм
4,5–6,7	0,25
6,7–8,4	0,5
9,8–11,4	1
11,4–13,0	1,5

Вітер, як чинник перенесення пухкого матеріалу, відіграє найважливішу роль в аридних пустельних областях. Нерідко ці області є, як зазначено, безстічними западинами, куди тимчасові потоки води та “сліпі річки” (вади) зносять пухкий матеріал з сусідніх гір і підвищень. Винесення цього матеріалу з таких западин не відбувається, оскільки там нема дренувальних річок, унаслідок чого відбувається лише накопичування уламкових мас. Вітри, які в пустелях досягають значної сили (за визначенням

Й. Вальтера [15], ***пустелі є центрами бур***), перевіюють принесений до пустель пухкий матеріал і постійно переміщають його в різних напрямах. У пустелях залишаються піски, що утворюють бархани та інші геоморфологічні форми, а за їхні межі виноситься алевритовий та пелітовий порох, який може переміщатись на дуже значні відстані, оскільки вітри в пустелях досягають величезної сили. Зокрема, пил африканських пустель сильні пасатні вітри виносять в Атлантичний океан на відстань до 2500–3500 км і тому він є в складі помітної частини глибоководних відкладів. У 1863 р. на Канарських островах випав пиловий дощ загальною масою близько 10 млн т. За свідченням А. Холмса [142], там із тонкого піску, принесеного вітром через океан (понад 200 км), утворюються дюни. Південні вітри заносять пил із Сахари в Середземне море і далі на північ, де він відкладається у ґрунтах. Відомі випадки, коли еоловий порох Сахари випадав у вигляді червоних пилуватих дощів в Італії та інших країнах Західної Європи, а це понад 2500 км. Таке далеке винесення пилу з пустель пов'язане не лише з великою силою вітру в приземному шарі повітря, а й з інтенсивними вертикальними висхідними потоками повітря, які піднімають пил на значну висоту, утворюючи порохові хмари заввишки понад 100 м, які несуться над пустелею і нерідко виходять за її межі.

Загальновідомою є сила піщаних бур (***самумів),*** які за короткий термін переміщають у пустелях величезні маси піску, засипаючи все довкола. Завдяки діяльності вітру було засипано багато давніх держав і міст та родючі колись землі у Середній Азії (наприклад, Хорезм), Африці й інших пустельних регіонах. Піщані бурі заживо поховали, мабуть не одну сотню, а можливо, і тисячу караванів. Однією з панівних гіпотез утворення лесів є еолова, яка засвідчує, що ці своєрідні утвори сформувалися завдяки пилу, винесеному вітрами з пустель. Про грандіозність цього процесу свідчить той факт, що у Китаї потужність таких лесів довкола пустелі Гобі перевищує 500 м. Дуже сильні пилові бурі відбуваються в наш час, зокрема, у Північній Африці, Центральній і Південно-Східній Азії (особливо у Китаї та на Далекому Сході Росії) та багатьох інших районах нашої планети, а також на Марсі, де ці бурі набувають планетарного характеру і їх видно у телескопи з Землі.

Зазначимо, що транспортувальна діяльність вітру постійно поєднується з його руйнівною дією – ***абразією*** та ***дефляцією***. Прикладом такого сполучення транспортувальної та абразивної діяльності вітру може бути ***афганець*** – вітер, який періодично (40–50 разів за рік) дме з боку Афганістану в прикордонні райони Південно-Східних Каракумів (Туркменістан). Цей вітер, за даними Г. Горшкова [36], несе такі величезні кількості піску і пилу, що вдень, як під час сильної негоди, сонце стає невидимим. Від цього вітру шибки у вікнах за два-три роки стають тьмяними і непрозорими.

І все ж таки **головну транспортувальну роль на поверхні Землі відіграє вода**. Потоки води, що течуть по земній поверхні, є головним агентом транспортування продуктів руйнування материнських порід. Нагадаємо ще раз, що водні течії одночасно є могутнім руйнівним чинником, який подрібнює гірські породи. Весь матеріал, який збирає й утворює річка або потік, здебільшого не залишається на місці руйнування, а поступово, іноді в декілька етапів переміщається до басейнів седиментації. Величність роботи з перенесення продуктів звітрювання тічними водами відображає табл. 2.3, у якій наведено кількість матеріалу, який зноситься з площі сучасних континентів. Як бачимо, щороку з суходолу в моря й океани зноситься приблизно ***12,696 · 10^9 т пухкого матеріалу і 4,868 · 10^9 т розчинених сполук***. ***Це грандіозні дані!***

Вода, як агент перенесення, є у двох формах: у вигляді тимчасових потоків і постійних потоків, тобто річок.

Тимчасові потоки утворені здебільшого дощовими або талими водами, які переносять матеріал на схилах гір та піднять. Це явище дуже масштабне. Перенесення відбувається звичайно на невелику відстань і повторюється багато разів зі збільшенням густоти тимчасових течій. Унаслідок цього уламковий матеріл перебуває або у воді, або на повітрі, коли відкладається.

У підсумку утворюються відклади на гірських схилах (***делювій***) та біля їхнього підніжжя (***пролювій***). Розмір уламків матеріалу, винесеного такими потоками, залежить, перш за все, від нахилу та розчленованості рельєфу, а також від об'єму води, тобто від інтенсивності дощів, танення льоду і снігів. У горах зливи або швидке

танення снігу нерідко призводять до утворення катастрофічних бурхливих потоків, які складаються з води, каміння і грязі. Це ***мури*** та ***селі***, які стрімголов вириваються з гірських ущелин, руйнуючи і зносячи все на своєму шляху. Тому в передгір'я виносяться величезні маси матеріалу, які створюють знамениті віяла пролювію, що мають потужність у декілька кілометрів і ніби облямовують високі гірські споруди. До речі, ***таким селем у 1968 р. було знищено і засипано озеро Іссик поблизу Астани.***

Таблиця 2.3

Співвідношення механічної та хімічної денудації на площі сучасних континентів

Материки	Площа, 10^6 км^2	Стікання наносів у стані завису 10^6 т	Стікання наносів у розчиненому стані	Інтенсивність денудації, т/км^2	
				механічної	хімічної
Європа	9,67	420	305	43,0	32,0
Азія	44,89	7445	1916	166,0	42,0
Африка	29,81	1395	757	47,0	25,2
Північна і Центральна Америка	20,44	1503	809	73,0	40,0
Південна Америка	17,98	1676	993	93,0	55,0
Австралія	7,96	257	88	32,1	11,3
Сума		12696	4868		

Кількість матеріалу, що його переносять тимчасові потоки, величезна і, мабуть, перевищує ту, яку переносять річки. Однак свого часу цей матеріал потрапляє до річок і вже ними мігрує до кінцевих басейнів седиментації.

Отже, ***саме річки завершують роботу з транспортування матеріалу руйнування материнських порід у морські басейни.*** Вони виконують величезну роботу. Для прикладу, у табл. 2.4 наведена діяльність декількох великих річок світу з перенесення осадового матеріалу.

Здатність річок виконувати роботу, у тому числі з перенесення продуктів звітрювання визначена їхньою живою силою K, яка пропорційна до маси води m і квадрата швидкості течії v:

$$K = mv^2/2.$$

Тому чим повноводніша ріка і чим більша швидкість її плину, тим більшою буде виконана нею робота і тим більше перенесе вона продуктів звітрювання.

Таблиця 2.4

Транспортувальна діяльність деяких рік

Річка	Площа, тис. км^2	Річне транспортування осадів, тис. т	Знесення з 1 км^2 поверхні суходолу, т	Зниження поверхні суходолу, мм за рік
Іраваді	1250	291000	2331	0,501
Рона	34,80	36000	1034	0,270
По	27,1	67000	2472	0,235
Дунай	320	108000	337	0,090
Місісіпі	1244	406000	32	0,056

Вода може переносити тверді частинки лише тоді, коли однобічний тиск, створюваний струмком води на цю частинку, перевищуватиме силу гравітації і зчеплення уламка з дном потоку. Відомо, що ***майже в усіх водних потоках рух води турбулентний***, унаслідок чого струмки води б'ють об береги і дно потоку, подрібнюючи вмісні породи. Отже, річки переносять як матеріал власної ерозії, так і матеріал, що надходить з басейну їхнього водозбору. ***Кількість і розмірність матеріалу, перенесеного рікою, залежить від швидкості її течії***. Ця залежність відома як **закон Ері,** і її формулюють так:

$$Q_m = Av^6,$$

де Q_m – маса, що зазнає перенесення, A – сталий коефіцієнт для конкретного матеріалу і водного режиму; v – швидкість течії. Отже, згідно з цим законом, ***зі зростанням швидкості потоку у 2, 3, 4 рази маса уламків, які переноситиме цей потік, збільшиться, відповідно, у 64, 729 і 4096 разів***. Звичайно, у природі

досить часто простежується відхилення від цього закону, бо ***на цей процес впливають форма уламків, нахил і рельєф дна потоку.*** За значного нахилу русла ріки уламковий матеріал може скочуватись по дну під дією сили тяжіння, унаслідок чого ця ріка переноситиме значно більше матеріалу, ніж це випливає із закону Ері. Значні корективи вносить у цю залежність і ***форма уламків***, які можуть бути кулястими, еліпсоїдними, кутуватими, пласкими тощо. ***За умови волочіння уламків швидкість їхнього руху залежить від сили їхнього тертя об дно річки.*** Кулясті, еліпсоїдні та округлі уламки рухатимуться швидше, ніж кутуваті, тому що їхнє тертя об породи русла буде помітно меншим. ***У завислому стані значно швидше переноситимуться лускуваті та пласкі уламки.*** Їх легко підхоплюють вихорові цівки течії і деякий час переміщають у завислому стані, потім вони опускаються на дно, щоб знову злетіти в наступному вихорі води і т.д. Такий уламок пересувається своєрідними стрибками – ***сальтацією.***

Серед усіх гідрогенних процесів можна виділити два принципово відмінні типи: ***потоки з однонапрямленим переміщенням водної маси (руслові потоки) і хвилювання, за яких рух води має коливальний характер.*** Седиментологічний ефект від потоків і хвилювань, насамперед, відрізняється тим, що ***потоки переносять осадовий матеріал на сотні й навіть тисячі кілометрів, а хвилювання утворює акумулятивні форми без значного їхнього переміщення від берегової лінії***. ***Всі річки належать до руслових, а більшість морських і океанічних течій – до неруслових потоків. Руслові потоки – це сукупність явищ, які виникають унаслідок взаємодії руслового потоку і ґрунтів, що формують дно і береги рік.*** До руслових процесів належать і руслові деформації, які є неправильним переформуванням русла під дією води, що тече. Ці деформації поділяють на три основні групи:

1) ***вертикальні***, які призводять до перетворення поздовжнього профілю ріки (врізання чи акумуляції) і зміни відміток дна русла;
2) ***горизонтальні***, які зумовлені переміщенням русла в плані та розмиванням берегів, що спричиняють розширення долин і формування заплави;

*3) **рухи алювіальних пасом***, які призводять до формування перекатів, кіс та інших акумулятивних утворень у руслі.

За умови переміщення твердого матеріалу річковим потоком процеси акумуляції та ерозії тісно пов'язані між собою, оскільки в турбулентному потоці відбувається безперервний обмін між твердими частинками, що залучені до руху, і частинками, які утворюють ложе. Процеси акумуляції та ерозії можуть чергуватися в часі, тривалість періодів переважання того чи іншого процесу змінюється у широких межах.

У разі мінімальної швидкості потоку, яка необхідна для переміщення уламків, переносяться поодинокі частинки з підвищених ділянок дна у знижені, внаслідок чого поверхня дна стає пологішою. Зі зростанням швидкості потоків у два-три рази починається масове переміщення частинок та їхнє перевідкладання і формування накопичень, які закономірно розташовані на дні у вигляді пасом. Ці акумулятивні форми завдовжки ***у десятки метрів і висотою до 1–3 м*** є асиметричними з пологими проти течії і стрімкими за течією схилами. У випадку переміщення пасом за течією виникає характерна для алювіальних відкладів діагональна шаруватість руслового типу.

Під час перекочування уламки набувають округлої форми. Ступінь обкатаності залежить від того, наскільки далеко переносяться уламки, і від властивостей уламків. Сортування уламкового матеріалу в річках не є дуже ефективним, оскільки це пов'язано зі значними змінами швидкості їхнього руху. Найбільш сортовані піщані осади русел. У процесі переміщення уламкового матеріалу в річках від джерела до гирла відбувається зменшення розмірів частинок і їхнє відкладання. Велика частина наносів відкладається власне у гирлах річок, утворюючи дельти. ***Навіть за умови тривалого перенесення на великі відстані не виникає змін у мінералогічному складі уламкового матеріалу – зникнення із зависей і осадів нестійких за час перенесення мінералів і відбір стійких відбувається внаслідок не одного, а декількох послідовних циклів ерозії, чи дуже глибокого хімічного звітрювання зони живлення уламковим матеріалом.***

Річкові води переносять осадовий матеріал у стані завісі, волочінням по дну, а також у розчиненому стані. Співвідношення цих трьох форм перенесення у рівнинних річках – 53:4:100, а у гірських – 622:86:100.

Розмір і спосіб переміщення уламкових частинок визначений швидкістю і режимом течії (турбулентний чи ламінарний) водних потоків. Для перенесення уламкових частинок однакового розміру швидкість течії у глибоководних потоках повинна бути вищою, ніж у мілководних. Важливо знати, що ***залучати частинки у рух важче, ніж підтримувати їхнє переміщення,*** з огляду на що, для розмивання осаду необхідні вищі швидкості течій потоку, на відміну від транспортування. Для ерозії піщаного осаду потрібна менша швидкість течії, ніж для дрібнозернистого алевритового чи глинистого. Це пояснюють тим, що для змулення осаду необхідний турбулентний режим, який досягається швидше за умов контакту води, що рухається, з нерівною поверхнею піщаного осаду. Поверхня глинистого осаду є гладшою, тому зміна ламінарного режиму турбулентним настає за вищої швидкості потоку.

На руслові процеси вирішальний вплив має кінетичність потоку, яку характеризують **показником Фруда*:***

$$F = \frac{v^2}{gH},$$

де v – швидкість руху; g – прискорення вільного падіння; H – глибина потоку. ***Згідно з показником Фруда, більше ніж один потік набуває турбулентного характеру і переходить у категорію швидких потоків з цілком іншими скелетами внутрішньої поперечної та поздовжної циркуляції порівняно зі звичайними турбулентними потоками. Гірські водотоки часто є надбурхливими***. Хвиля, яка виникла в такому потоці, переміщаючись униз по потоку, не загасає, а збільшується за амплітудою, тому ***гірські річки мають велику транспортувальну здатність і можуть переміщувати грубовалунний матеріал.***

Головними агентами перенесення в морських басейнах є течії і хвилювання. ***Течії*** виникають з різних причин: ***вітру***, який

породжує постійні та періодичні течії ***(дрейфові***), ***різниці в густині й температурі води (конвекційні), різниці у рівнях сусідніх басейнів (стічні), завдяки припливам і відпливам (припливні та відпливні).*** Течії залучають до кругообігу всю товщу води шельфу до глибин *200–250 м*. Швидкість морських течій змінюється в широких межах – від *0,01 до 2–3 м/с*. Найінтенсивніше виявляються течії в периферійних частинах водних басейнів, хоча в їхніх центральних частинах розміщені ***халістатичні зони, де нема течій***.

Робота морських течій належить до діяльності вітрових хвиль. ***Хвилювання – це турбулентний рух води, що виникає під дією вітру.*** Тиск вітру на водну поверхню примушує частинки води рухатися по замкнених орбітах і утворює хвилі, фронт яких перпендикулярний до напряму вітру. Завдяки турбулентному рухові води тверді частинки, захоплені нею, можуть тривалий час перебувати у завислому (суспендованому) стані. ***Океанічна вода містить величезну кількість завислого матеріалу.*** За даними О. Альокіна [1], в ***океан щороку з континентів надходить приблизно 12,7 млрд т суспендованих у воді речовин, що в чотири рази більше від кількості розчинених речовин. Води ж океану містять у 100 разів більше суспендованих речовин порівняно з річним зносом – близько 1,37 трлн т.*** Частина цих речовин ще дуже довго залишається у вигляді суспензії і тому переміщається далеко у відкритий океан або море. Серед них переважають сполуки *Fe, Mg, Ca* та ін. Частинки розміром від *10,0 до 0,8 мк* (*груба суспензія*) осідають на дно порівняно недалеко від узбережжя. Вони становлять понад 50 % річного стоку, що перебуває у змуленому стані. У центральні частини басейнів зносяться здебільшого частки діаметром близько ***0,10 мк***. ***Це переважно неорганічні утворення, серед яких до 75 % колоїдних часточок, розміром до 1 мк – сполуки*** *Ca, Fe,* SiO_2, *Mg,* ***фосфати та ін***. Загалом же ***хвилі зносять з прибережної зони моря в його глибокі частини величезну кількість матеріалу***. Окрім матеріалу, що надходить безпосередньо з континентів у змуленому стані, ***хвилі здатні змулювати донні осади,*** переводячи у зважений стан додаткові величезні кількості намулів. ***Вітрова хвиля проникає на глибину,***

сумірну з її довжиною. ***Глибина зони змулювання залежить від розмірів басейну: в океані – до 200 м, у Чорному морі – до 40 м, а в озері Балхаш – 0–3 м.*** Не треба вважати, що хвилі переносять лише тонкодисперсний матеріал. В. Зенкович [45] зазначив, що ***гальки на дні моря можуть пересуватися під дією хвиль на глибинах до 12–15 м, пісок – до 23–25 м***, проте ***відомі випадки підняття хвилями мулу з глибин у декілька сотень метрів.*** Крім вітрових хвиль, у ***морях і океанах періодично внаслідок землетрусів і вулканічних виверження виникають грандіозні (заввишки до 66 м!) хвилі*** – **цунамі**. ***Вони можуть досягати глибин до 1 000 м. Ділянкою головної дії хвиль є переважно зона літоралі й субліторалі.*** Тут ***вітрові хвилі сортують осади за розміром частинок та їхньою щільністю, формують текстуру осаду і переміщають його не лише перпендикулярно до берега, а і уздовж нього,*** бо хвилі, здебільшого, підходять до берега під косим кутом, а відкочуються назад перпендикулярно до нього. Тому ***уламки рухаються уздовж берега зигзагоподібними стрибками і можуть у такий спосіб переміщатись на значні відстані.*** В. Обручов [88] описав перенесення гальки від Карадагу до Алушти ***(це близько 120 км).*** Французький учений Ж. Туле знаходив кременеві гальки з крейдових порід Бретані ***за 500 км*** від відслонень цих порід. У Північній Америці зафіксовано переміщення піску з району Лабрадора на південь аж до Флориди, тобто на ***2 500 км*** (!). Потік наносів, що переміщається уздовж берегів, затримується біля перешкод, а залучений уламковий матеріал осаджується, утворюючи різні акумулятивні форми – ***коси, стрілки*** тощо. ***Хвиля, яка підходить до берега під прямим кутом, сприяє формуванню пляжів*** (поперечне переміщення наносів), а довготривале нарощування пляжів з боку моря призводить до виникнення широких акумулятивних терас, які складені уламковим теригенним і органогенним матеріалом. ***Матеріал, що надходить з суходолу, зазнає обробки морем: відбувається механічний обробіток частинок, їхнє обкатування, сортування за розміром і щільністю, рознесення по площі басейну.*** Завдяки діяльності прибійного потоку осади пляжу збагачуються ***важкими мінералами.***

2.3.1. Перенесення пухкого матеріалу льодом

Головною ознакою льодових (нівальних) областей є низька середньорічна температура, звичайно нижче 0 °С. За таких умов снігу випадає більше, ніж може розтанути та випаруватися, тому в нівальних областях утворюються ***сніговики*** та ***льодовики.*** Будь-якої помітної діяльності води в рідкій фазі нема, вода практично активна лише у вигляді льоду, і нівальний клімат забезпечує геологічно тривале існування льодового покриву різної потужності. ***Нині льодовики покривають майже 15 млн км², тобто 10 % суші. Більша частина з них – це материкові льоди полярних областей. Об'єм материкового льоду досягає 27 млн км³.*** В епохи зледеніння площа льодовикового покриву знатно зростала. ***Під час максимального середньоплейстоценового зледеніння об'єми материкових льодів становили, млн км³: Сибір – 9, Європа – 13, Північна Америка – 31, Антарктида – 43. Потужність товщі льодовиків змінюється у великих межах.*** За великої потужності ***(наприклад, у Ґренландії – майже 2 000 м, в Антарктиді – до 3 000 м)*** поверхня льодовиків нівелює рельєф, вироблений до зледеніння, під льодом стають похованими навіть великі гірські хребти***. Лід має здатність пластично текти, унаслідок чого відбувається його часткове танення в зонах найбільших напружень***. У товщі льоду є пухирці повітря, які не відрізняються за складом від атмосферного, однак співвідношення у них газів неоднакове і змінюється досить широко. У ***нижніх шарах льоду зменшується вміст кисню та зростає вміст вуглекислого газу.*** Зокрема, у льодовику Стобрін (Норвегія) вміст CO_2 у нижній частині товщі льоду – ***0,29 %,*** тобто майже у десять разів більший, ніж в атмосфері. ***Умови середовища у льодовиках та льодовикових покривах окиснювальні, середовище кисле, слабкокисле, нейтральне та слабколужне.*** Наприклад, льодовики Середньої Азії та Кавказу мають переважно нейтральну або слабко лужну реакцію (pH 6,6–7,4), лід Ґренландії – кислу (pH 6,6–4,9).

У нівальних зонах речовина мобілізується внаслідок морозного звітрювання там, де скельні породи не покриті льодом

або снігом, та руху льодовиків. ***У випадку низької температури хімічна та біологічна мобілізація речовин практично повністю пригнічена.*** Зазначимо, що коефіцієнт зволоження таких зон більше **1.** Процес морозного звітрювання зводиться до механічного руйнування порід під дією води, що замерзає і з огляду на перепади їхньої температури. Об'ємноградієнтні напруження, зумовлені температурними перепадами в поверхневих горизонтах гірських порід (переважно сильним переохолодженням узимку), призводить до появи системи тріщин. Надалі їх руйнує вода, що замерзає. ***Тиск льоду на стінки великих тріщин досягає 1 200 кг/см², а розклинювальне напруження – 2 000–2 500 атм***. Унаслідок цього виникає крупнобриловий елювіальний матеріал розміром від десятків сантиметрів до декількох метрів у діаметрі. Утворення дрібніших уламків в елювії майже припиняється, оскільки плівкова вода не поширюється по сітці мікротріщин. Вона тече вздовж тріщин та діє на гірську породу від поверхні елювіальних брил на глибину до 1–2 см. У цій зоні можуть відбуватися хімічні та біохімічні зміни мінералів, розклинювання плівковою водою мінеральних зерен, що призводить до виникнення невеликої кількості дрібнозернистого елювіального матеріалу. На схилах та водорозділах унаслідок морозного звітрювання виникає крупнобриловий елювій та кам'яні потоки – ***куруми***. В Арктиці та Антарктиді на скельних породах утворюється залізиста та залізисто-манганова кірка пустельної засмаги. Продукти руйнування, що виникли, – гідрооксиди заліза, клиноподібні мінерали – заповнюють тріщини, які розтинають корінні породи. Тут розвинені також кірочки та нарости ***кальциту, вицвіти гіпсу, тенардиту та галіту,*** вміст яких зростає від берега моря в міру зростання сухості клімату.

Мобілізація речовини внаслідок переміщення льодовиків полягає в механічному відриванні брил різних розмірів від льодовикового ложа. Імовірно, що рух льоду супроводжується підльодовим морозним звітрюванням корінних порід. Під дією теплоти тертя придонні шари льоду тануть, режеляційна вода, яка утворюється, може формувати тонкі плівки вздовж тріщин у породах та руйнувати ці породи до уламків різних розмірів. Оцінити масштаби такого звітрювання поки що неможливо.

Додатковим джерелом постачання речовини є виверження вулканів, які перебувають у нівальній зоні. Попіл та грубший вулканічний матеріал потрапляє на поверхню льодовика, а потім змішується з власними автохтонними теригенними утвореннями.

Перенесення відбувається під дією переважно льоду гірських і материкових льодовиків, а також води в рідкому стані та сили тяжіння. Льодовики слугують головним агентом транспортування матеріалу. ***Швидкість руху сучасних гірських льодовиків – від 1 до 10 м/добу, у деяких випадках – до 20 м/добу і більше. Лід перетікає з підвищених місць до знижених, проте в материкових льодовиках рух льоду зумовлений вагою льодової товщі, тому лід може текти проти ухилу ложа***. ***Льодовик***, руйнуючи своє ложе***, обробляє його виступи уламками порід, вмерзлими у лід, переносить на значні відстані продукти руйнування та вулканогенний матеріал, який до нього потрапив.*** Уламки, що їх переміщає льодовик, мають досить різні розміри – від величезних брил до тонких пелітових частинок (***кам'яне борошно***), які утворюються внаслідок розтирання грубших фракцій та ерозії корінних порід ложа.

Уламковий матеріал, що його транспортують льодовики, розподіляється в їхньому тілі нерівномірно. Максимальна кількість уламків міститься в придонній частині льодовика, який переміщається (***донна морена***). ***Провідну роль у процесі формування льоду, що вміщує морену, відіграє пошарово-пластичний хід, пластичні деформації у формі складчастих порушень, переміщення блоків та пластин льоду по насувних поверхнях, які виникають у його ложі***. Завдяки цьому уламковий матеріал, захоплений у ложа, затягується до середини льоду. У гірських льодовиках значна кількість уламків потрапляє зі схилів на поверхню льодовика (***поверхнева морена***), на материкових льодовиках їх нема. ***Загальний об'єм морен, які існують нині, вивчений мало. Деякі альпійські льодовики виносять понад 6 000 м^3 уламкового матеріалу за рік.*** Материкові льодовики четвертинного зледеніння переміщалися та відкладали величезні маси такого матеріалу, який сьогодні дуже поширений на територіях України, Росії, Канади та інших країн.

Серед моренних утворень розрізняють три генетичні типи: морени абляційні, кінцеві та основні. Абляційні морени виникають під час танення пасивного, так званого мертвого льоду, кінцеві – унаслідок активної ерозійної дії фронтальних частин льодовикових покривів.

Швидкість нагромадження морен проблематична. На підставі спостережень Дж. Бултона [153], ***у крайових частинах льодовиків Шпіцбергена швидкість нагромадження основної морени становить 2–4 см/рік, на одному з аляскінських льодовиків – від 0,5 до 2–6 см/рік, основна морена потужністю до 10 м у штаті Огайо (США) нагромаджувалась майже 500 років, утворення моренного покриву району Великих озер (США, Канада) тривало не менше 2000 – 3000 років.***

Значну роль у перенесенні та відкладанні уламкового матеріалу відіграє лід, який плаває. Особливе значення має припайний лід, який утворюється на межі з сушею і в смузі мілководдя, а також ***донний лід полярних морів***. Унаслідок замерзання води у лід вмерзає уламковий матеріал літоралі. Зламуючись, лід відривається від берега і тане в літній період, відкладаючи на дно осади, які вмерзли. Цей матеріал є добре обкатаним, тому що він захоплений у хвилеприбійній зоні.

В Антарктиці й Арктиці льодовики, сповзаючи до моря з суші, можуть переносити велику кількість уламкового матеріалу. Переміщаючись у низькі широти, вони тануть і відкладають погано обкатаний та необкатаний матеріал на морське дно. У полярних і високогірних країнах, крім перенесення і відкладання осадового матеріалу льодом, відбувається переміщення і накопичення продуктів морозного звітрювання на схилах, що призводить до утворення кам'яних розсипів.

У арктичних районах, як уже зазначено, суттєву роль відіграє соліфлюкція.

2.3.2. Форми перенесення найважливіших компонентів продуктів звітрювання

Продукти руйнування материнських порід зазнають перенесення трьома способами:

а) волочінням по дну;

б) у завислому стані у вигляді суспензії;

в) у вигляді розчинів.

М. Страхов [128] зазначив, що ***лише обмежена частина природних форм міграції речовин переміщується лише одним якимось способом. Більшість же з них можуть мігрувати двома і навіть трьома способами.*** З цього погляду він ***виділив чотири групи компонентів*** (рис. 2.1).

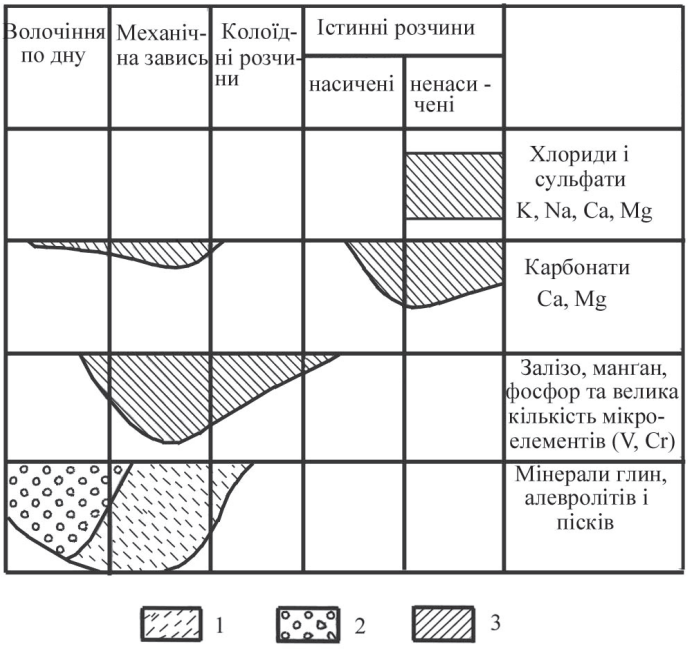

Рис. 2.1. Форми перенесення речовин водами, що течуть, за М. Страховим [128]:
1 – мінерали глин; *2* – мінерали пісків та уламків порід; *3* – інші компоненти.

1. Легкорозчинні солі: NaCl; KCl; $MgSO_4$; $MgCl_2$; $CaSO_4$; $CaCl_2$. Завдяки легкій розчинності вони наявні в річкових водах лише в істинних іонних розчинах і ніколи не утворюють ні колоїдних розчинів, ні механічних суспензій. Їхні концентрації в гумідних зонах не перевищують звичайно десятків міліграмів на літр води (кожної солі), тобто далеко не досягають насичення.
2. Карбонати лужних і лужноземельних металів: $CaCO_3$; $MgCO_3$; Na_2CO_3, а також кремнезем. Концентрації цих сполук у ріках гумідних рівнин півночі та тропіків мінімальні: у північних ріках – 1,0–2,0 мг-екв/л CO_3^2, у тропічних – 0,2–1,0 мг-екв/л. Унаслідок низьких концентрацій не лише легкорозчинні *Na_2CO_3 і $MgCO_3$*, а й важкорозчинний *$CaCO_3$* перебувають у вигляді різко недосиченого розчину, оскільки в цих ріках перенесення карбонатів у вигляді механічних суспензій майже не спостерігають. Степові ріки (Дон, Дніпро, низи Волги, Міссісіпі та ін.) відрізняються значно підвищеним вмістом розчинених карбонатів (до 2,0– 3,5 мг-екв/л CO_3^{2-}), які складені переважно *$CaCO_3$* з домішкою *$MgCO_3$*. Улітку в цих ріках *$CaCO_3$* перебуває у фазі помітного пересичення, де може простежуватися хемогенне осадження кальциту вже в межах водотоку. Саме тому кальцит мігрує тут у вигляді тонкодисперсної механічної суспензії: у гирлі Дніпра його до *3,5 %*, у гирлі Дону – *6,14 %*, гирлі Волги – *2 %* від загальної маси завислих частинок.

У подібних пропорціях між розчинами і суспензією, мабуть, мігрує у водах і SiO_2. За даними численних досліджень, розчинна кремнекислота переміщається переважно у вигляді різко ненасиченого істинного розчину. Її загальна кількість у річкових водах змінюється у межах 10– 20 мг/л.

3. Сполуки Fe, Mn, P, а також малих елементів (V, Cr, Ni, Co, Cu та ін.). Характерною рисою цієї групи компонентів є їхня низька розчинність у воді, що визначає мізерні їхні вмісти в річкових водах у вигляді розчинів. Зокрема, концентрації Fe у цих водах досягають від <0,001 до 7,82 мг/л, переважно – 0,2–1,5 мг/л; Mn – 0,008–0,08 мг/л (середнє –

близько 0,020 мг/л); фосфору – 0,02–0,003 мг/л (середнє – 0,025 мг/л). Зазначені елементи містяться в річкових водах у дуже мізерних концентраціях: $n.10^{-3}$, 10^{-4}, 10^{-6} мг/л і менше. Іншою характерною рисою цієї групи сполук є їхня схильність до утворення, окрім істинних, колоїдних розчинів, які відіграють важливу роль у приповерхневій міграції багатьох елементів і сполук. Лише сполуки фосфору здатні утворювати стійкі іонні розчини. Залізо в дуже невеликій кількості міститься в розчинах у іонній формі, як Fe^{+2} у $Fe(HCO_3)_2$. Однак ця сполука нестійка і, якщо навіть її виносять у значних кількостях ґрунтові кислі води рік, то вона швидко і майже повністю окиснюється, осаджуючи залізо у вигляді $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$. Більша частина розчинного заліза мігрує як золь $Fe(OH)_3^{3+}$, захищений колоїдною органічною речовиною або золем SiO_4^{2-}, а також як колоїдні комплексні залізоорганічні сполуки (ґумати заліза). Те ж саме стосується манґану і багатьох малих елементів.

Поряд з міграцією Fe, Mn, P та інших елементів у розчинах, завжди деяка кількість їх переноситься у складі матеріалу, що переміщається у завислому стані та волочінням по дну. Це спостерігають постійно, і частка такої речовини може бути дуже значною.

4. Цю групу компонентів річного стоку утворює кварц і різноманітні силікатні й алюмосилікатні мінерали. Їхня розчинність у воді є близькою до нуля, тому вони переносяться або у вигляді тонкої суспензії, або у вигляді грубозернистого матеріалу, що переміщається лише волочінням по дну. Різні мінерали переносяться по-різному. Мінерали глин, цеоліти та інші переміщаються переважно у завислому стані, тому що мають лускувату форму часток. Кварц, польові шпати та мінерали важкої фракції, а також крупні уламки порід переносяться, зазвичай, волочінням.

Наведене про форми переміщення осадового матеріалу в сучасних ріках, на думку М. Страхова [128] дає змогу зробити два висновки, що мають важливе значення для розуміння процесів осадоутворення у кінцевих водоймах стоку.

1. За винятком дуже обмеженої кількості легкорозчинних речовин, таких як KCI, NaCl, $MgCl_2$, $MgSO_4$, $CaSO_4$, решта маси матеріалу переміщається одночасно або у формі розчинів і у вигляді механічно зваженого і такого, що тягнеться матеріалу, або лише механічним шляхом. До компонентів зі складними формами переміщення належать $CaCO_3$, $MgCO_3$, сполуки заліза, манґану, фосфору, кремнезему і малі елементи, тобто всі такі речовини, які донедавна було прийнято зачисляти до групи тих, що переносяться у розчиненому стані.

2. Значення різних форм перенесення в міграції речовин визначене їхньою розчинністю: чим менше розчинна сполука, тим важливішу роль у транспортуванні її річками відіграє механічне перенесення, і навпаки. З цього погляду зазначені вище ***чотири групи компонентів утворюють послідовний ряд, на одному кінці якого стоїть четверта група компонентів з практично нульовою розчинністю, а на іншому – перша група компонентів з максимальною розчинністю у воді.*** Детальну інформацію щодо розподілу та форм геохімічної міграції див. у додатку VII.

2.3.3. Співвідношення між продуктами механічної та хімічної денудації у знесеному матеріалі

Наведені у табл. 2.3 та 2.4 середні значення, характеризують співвідношення між кількостями матеріалу, які зносяться щороку у формі твердих фаз і розчинів, тобто співвідношення між механічною і хімічною денудацією. Зазначимо, що точна математична залежність між величинами не витримується, хоча спостерігають зміну цих величин за однією закономірністю: ***з посиленням механічної денудації зростає і хімічна***. Цю залежність уперше виявив М. Страхов [127] на прикладі не лише величезних площ континентів, а й басейнів великих рік різних гумідних зон. З табл. 2.4 видно, що зростання кількості твердого зносу у ріках постійно супроводжується збільшенням маси винесених розчинених компонентів.

Виявлення цієї залежності має принципове значення для літології тому, що раніше процеси хімічної денудації протиставляли один одному. Вважали, що в періоди активного підняття (наприклад, після горотворення) механічне розмивання повністю поглинає хімічне звітрювання, і навпаки, у моменти тектонічного затишшя (пенепленізації) панує хімічне звітрювання майже зовсім без механічного подрібнення порід. Насправді ж простежується зовсім інша картина. ***Після горотворення зростає як механічна, так і хімічна денудація, лише темпи зростання першої значно вищі, і вона переважає. В епохи пенепленізації затихають обидва види денудації, однак знову-таки механічна послаблюється помітніш**е, **і тому переважає хімічна денудація.***

За даними Г. Лопатіна [76], ***співвідношення між матеріалом, що тягнеться по дну, завислим у воді і розчиненим у річковому стоці, становить 0,35 : 3,5 : 1,0.***

У процесі перенесення продукти звітрювання не лише механічно переміщаються від точки А до точки В, а й зазнають досить суттєвих змін. Перш за все відбувається швидке відокремлення розчинених сполук від твердого матеріалу. Початковий акт розділення пов'язаний зі схилами та підніжжям усіх позитивних елементів рельєфу – гір, горбів. Речовину тут переносять численні струмки води, які періодично стікають по схилах після кожного дощу, а в помірних широтах – і під час танення снігів. У цьому разі частина матеріалу осідає на шляху перенесення, інша мігрує далі. Характерною особливістю осілого матеріалу є те, що він винятково уламковий – крупний, середній, дрібний; ***хімічного та біологічного осадження тут майже нема***. ***У такий спосіб відбувається відокремлення кластичного матеріалу від розчиненого, який разом з ним мігрує***. Уламковий матеріал осідає поступово (залежно від розміру), а розчинений виноситься далеко за межі зони звітрювання, тому що для його перенесення потрібна значно менша енергія. За даними Г. Лопатіна [77], ***каламутність води, що стікає по схилу, визначена десятками і сотнями грамів на літр, а води у ріці, куди стікають зазначені потоки, – лише десятками і сотнями міліграмів на літр, зрідка першими грамами на літр (!)***. Отже, ***головна маса уламкового матеріалу,***

приведеного у рух дощем, залишається після його припинення в межах схилу та його підніжжя, весь же розчинений матеріал відноситься далі.

Уламковий матеріал на шляхах міграції зазнає таких змін.

1. Сортування зерен за густиною, формою і мінеральним складом уламків. Це може призвести до виникнення цінних корисних копалин замість купи різноманітних уламків. У цьому разі процесові сприяє тривалість перенесення, неперевантаженість потоку і сильний рух води. Детальніше цей процес розглянуто в параграфі 2.6.
2. Подрібнення й обкатування зерен. На ступінь обкатаності впливають твердість, спайність, тріщинуватість і розмір зерен. Зі зменшенням розміру обкатаність зерен зменшується, а зерна дрібніші 0,05 мм узагалі не зазнають обкатування.
3. Розкладання і мінеральне та хімічне перетворення матеріалу. У разі тривалого перенесення матеріалу змішаного мінерального складу, який початково не зазнав хімічного розкладання, відбувається активне його розкладання з утворенням стійких до звітрювання мінералів, передусім кварцу. У такий спосіб утворюються цінні кварцові піски.

У гірських областях унаслідок перенесення уламків утворюються розсипні родовища золота, платини, алмазів та інших акцесоріїв. Це є одним з проявів механічної диференціації (див. далі).

Розчини, що мігрують по земній поверхні, також не доходять до кінцевих басейнів седиментації. Вони взаємодіють між собою та з уламковим матеріалом і породами, що їх омивають ці води. Унаслідок цього частина розчинених сполук, особливо колоїдних, може випасти у осад ще на шляхах міграції, або, прореагувавши з іншими сполуками, утворити нові форми, що також можуть випасти в осад або, навпаки, розчинити ще якусь кількість матеріалу. Отже, під час перенесення склад солей, розчинених у воді, змінюється, а загальна солоність вод звичайно зростає.

2.3.4. Хемогенний процес

Хімічні осади утворюються з розчинених у воді йонів у різних умовах окиснення–відновлення (оксиди, солі кисневмісних кислот, сульфіди), унаслідок випаровування (солі), біогеохімічної діяльності організмів (фосфати, кременисті утворення). Вони трапляються у вигляді ***майже мономінеральних утворень або домішок до теригенної кластики.*** Кінцевий хімічний продукт осадження може траплятися у суміші з будь-якою кількістю уламкового матеріалу. ***Реальне положення хемогенного осадонагромадження ускладнене привнесенням до водойми колоїдів, зависей, осадженням біогенного матеріалу,*** а також ***синхронним осадонагромадженням продуктів вулканічної і поствулканічної діяльності.*** Різні типи ***розчинних речовин відрізняються один від одного*** не лише ***неоднаковим поєднанням хімічного і біологічного чинників осадження, а й різноманітною природою хімічних процесів, що осаджують різні компоненти.*** Про величезну роль ***живої речовини***, яка прямо чи опосередковано впливає на хід процесів седиментації, може свідчити ***хемобіогенне осадження речовини у морських водоймах.***

Як зазначено, ***розчинні речовини переносяться у вигляді істинних і колоїдних розчинів***.

Звичайно за умови потрапляння розчинів у морське середовище ***першою випадає в осад речовина з колоїдних розчинів***. Детальнішу інформацію щодо колоїдних розчинів див. у додатку VIII.

Серед фізико-хімічних параметрів середовища, які впливають на осадження речовини з природних водних розчинів, треба назвати такі:

1) ***концентрація природних іонів - pH (кислотність–лужність);***
2) ***окисно-відновний потенціал (Eh);***
3) ***вміст у воді вуглекислоти;***
4) ***хімічний склад розчину, температура і, зокрема, тиск.***

Ці чинники є взаємопов'язаними, наприклад, зміна концентрації CO_2 призводить до зміни pH і Eh розчину, а зміна температури

спричиняє зміну у вмісті CO_2 тощо. Найважливішим з них є pH, оскільки саме кислотність-лужність вирішальна для більшості сполук, які входять до складу біохемогенних порід. Лише на найрозчинніші сполуки (сульфати і хлориди) pH не впливає. Окисно-відновний потенціал визначений газовим режимом розчину. Води, які містять вільний кисень, є енергетичними окиснювачами, а там, де води мають різко відновну реакцію і містять сірководень, активно відбуваються процеси відновлення. ***Величина Eh*** – **це найважливіший параметр осадження** елементів зі змінною валентністю, а також кремнезему. За нормальних морських умов pH змінюється від 7,8 до 8,2 (слабколужні умови), ***Eh*** є в межах від ***+0,1*** до ***+0,4*** (слабкоокисне середовище). Окисно-відновні умови у морському середовищі визначені діяльністю живих організмів або процесами руйнування їхніх залишків.

Температура чинить дуже важливий вплив на хімічні параметри осадонагромадження, особливо на розчинність CO_2 і O_2. Холодні й насичені киснем води загалом мають нейтральну реакцію, а теплі, бідні на O_2 – лужну. Відповідно, концентрація кисню, розчиненого у воді, визначає можливості заселення дна бентосом, багатоклітинними тваринами й аеробними мікроорганізмами.

З урахуванням впливу pH і Eh на хімічне осадонагромадження В. Крамбейн і Р. Гарелс [60] запропонували геохімічну класифікацію морських осадів, яка відображена на рис. 2.2, де показані асоціації мінералів залежно від значень pH і Eh середовища осадонагромадження, як стійкі системи за певних значень обох фізико-хімічних параметрів. У прісноводних і солеродних водоймах асоціації мінералів можуть відрізнятися.

Особливе значення ця діаграма має для мінералів заліза – індикаторів геохімічних фацій шельфу. Як видно з рис. 2.2, виділення і стабільність залізовмісних мінералів залежить від окисно-відновного потенціалу: за найнижчого Eh утворюються лише ***сульфіди заліза***, а за дещо вищого потенціалу стабільним залишається ***сидерит***. В умовах повного окиснення утворюються гідрооксиди Fe^{+3}. Залізисті силікати формуються у ширших межах значень Eh, оскільки в них є різне співвідношення FeO/Fe_2O_3. ***Шамозит*** утворюється за нейтральних умов, а для виникнення ***глауконіту*** необхідне слабкоокисне середовище.

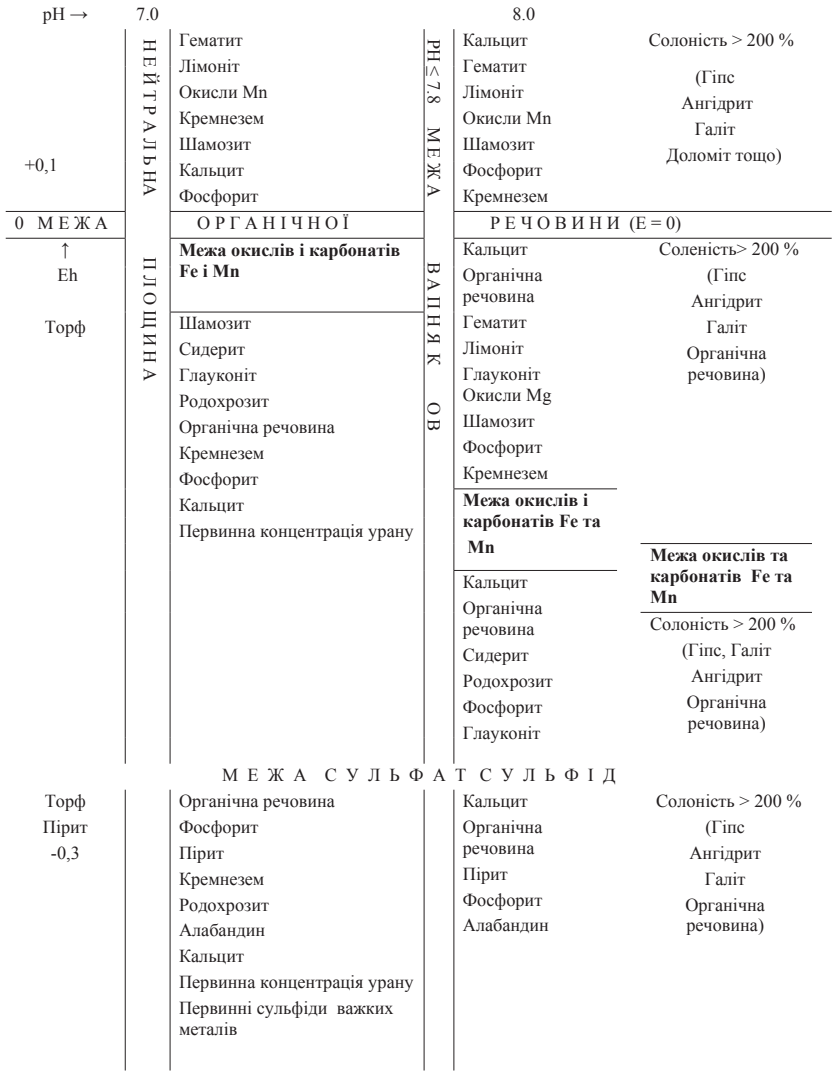

Рис. 2.2. Схема асоціацій осадових кінцевих хімічних продуктів залежно від значень Eh і pH середовища осадоутворення. Наведений у схемі шамозит представлений осадовими силікатами заліза. Асоціації, наведені у дужках, зачисляють до розсолів, за М. Страховим [127]

Фізико-хімічні умови утворення головних породотвірних карбонатних мінералів: кальциту, доломіту і магнезиту – у системі CaO, MgO, CO_2, H_2O визначені концентрацією йонів Mg і Ca у розчині, кислотно-лужним станом середовища, парціальним тиском CO_2, а також температурою і тиском інших флюїдів.

Значна частина ***сучасних карбонатних осадів виділяється внаслідок хімічних і біохімічних процесів у прозорому тонкому і теплому шарі морської води***. Нині води тропічних морів майже насичені $CaCO_3$, тому будь-який процес, який призводить до вилучення з них CO_2, перетворює йон HCO_3^- у CO_3^{2-}, що сприяє випадінню $CaCO_3$ у осад. ***Головні чинники таких процесів: підвищення температури, інтенсивне випаровування, підтікання перенасичених вод у ділянки, де є зародки $CaCO_3$, піднімання глибинних морських вод, збагачених CO_2, до поверхні та їхнє змішування з водами, бідними на Ca; органічні процеси у живих організмах і вилучення CO_2 у процесі фотосинтезу***. Фотосинтез зумовлений метаболізмом мікропланктонної фауни і має вирішальне значення за умови осадження $CaCO_3$. Важливу роль може відігравати й сама розчинена у воді органічна речовина, особливо амінокислоти, які здатні осаджувати карбонат кальцію з розчинів. Плівка амінокислот покриває зазвичай усі карбонатні частинки морських карбонатних зависей і осадів.

Чисті, добре освітлені морські води, що є середовищем утворення карбонатів, підтримують дуже давню систему хімічних і біохімічних процесів, яка функціонує, можливо, понад 2,5 млрд років. Ця система найефективніше працює у морських областях, які межують з тектонічно стабільним суходолом за умов незначного рідкого прісноводного стоку.

Осадження карбонатів у озерах може відбуватися як за умов випаровування розчинів, так і завдяки геохімічній діяльності бактерій, які можуть концентрувати $CaCO_3$ безпосередньо у своєму тілі або впливати на цей процес, змінюючи pH середовища осадонагромадження.

Експериментально доведено, що за низькотемпературних умов ні доломіт, ні магнезит прямо не осаджуються. Замість

доломіту за низьких температур кристалізуються так звані ***протодоломіти – змішаношаруваті карбонатні фази з ґраткою кальциту і відношенням Ca/Mg, яке зміщується у бік збагачення кальцієм ($Ca_{55}Mg_{45}$), а замість магнезиту – водні карбонати магнію (гідромагнезити).*** Протодоломіти неодноразово синтезувалися з концентрованих розчинів Ca і Mg за великого надлишку CO_3^{2-} і високих значень відношення Mg/Ca (72 і більше). Значний вплив на процеси осадження магнезіальних і магнієвмісних карбонатів чинять ***органічні сполуки,*** які містяться у розчинах (***сечовина, амінокисноти, гумінові кислоти***), та йони різних металів. Однак безпосередньо з розчинів осаджуються не стійкі безводні мінерали, а різко метастабільні й сильно гідратовані фази: ***арагоніт, хантит, гідромагнезит, магнезіальний кальцит***. Як видно з рис. 2.3 області виділення й існування цих фаз майже повністю перекривають поле стабільних безводних фаз, а сама діаграма слугує ілюстрацією тези про те, що мінеральний склад карбонатних порід формується в діагенезі.

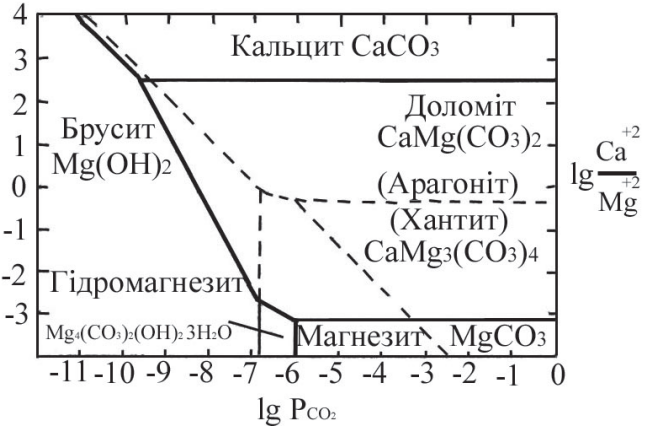

Рис. 2.3. Співвідношення між карбонатами Ca і Mg при 25 °C і 1 атм загального тиску (суцільні лінії – рівноважні співвідношення між стійкими фазами, штрихові – між метастабільними фазами), за Карпентером, 1962

У давніх карбонатних відкладах, які містять карбонати Ca і Mg, переважає доломіт, а не пари монокарбонатних мінералів, а це слугує переконливим доказом того, що саме подвійний карбонат є стійкою фазою в умовах низьких температур і тисків обстановок седиментації та діагенезу карбонатних осадів. ***За нормальних умов утворення доломіту може відбуватися через стадію осадження метастабільних мінералів із перенасичених розчинів за можливого сприяння каталізаторів – мікроорганізмів.*** Експериментально виявлено значний вплив високомолекулярних сполук на осадження високомагнезіальних кальцитів складу ***доломіту*** безпосередньо з розчинів морської води за нормальних температури і тиску. ***У діагенезі такий кальцит може перейти в упорядковану фазу – істинний доломіт.***

Доломіт у сучасних карбонатних відкладах припливної та надприпливної зон морських басейнів формується внаслідок взаємодії раніше осадженого карбонатного мулу та йонів магнію морської води й інтерстиційних розчинів. Кристали доломіту ростуть у незцементованих осадах, які періодично насичуються водою з підвищеною концентрацією солі. Тому якщо такий механізм доломітоутворення діє у тонкозернистому карбонатному мулі, то осад залишається незцементованим і зберігає досить високу поруватість і проникність. У давніх басейнах седиментації в такому випадку ніяких слідів первинної мінеральної форми осаду (ні структурних, ні текстурних) зберігатися не може, всі уявлення про первинні форми виділення доломіту в кожному конкретному випадку є некоректними.

Широкий розвиток доломітів у давніх відкладах може бути пов'язаний також з надлишком Mg ***у водах давніх морів, а головною причиною доломітоутворення в докембрії – домінування елементів ряду протокристалізації, у тому числі магнію, у водоймах архею і протерозою, зумовлені руйнуванням давніх базальтів планети.***

Доломітизація морських карбонатних осадів можлива за певних умов, з яких головними є:

1) ***достатня поруватість і проникність карбонатних осадів;***

2) довготривале і стабільне надходження магнію в осад;
3) наявність розчинів, які здатні розчиняти $CaCO_3$ і осаджувати $MgCO_3$;
4) гідродинамічний напір (градієнт тиску), який забезпечує фільтрацію через осад значних об'ємів розчинів, тому що абсолютні вмісти Mg^{2+} у них незначні.

Утворення доломіту внаслідок процесу доломітизації різних карбонатних мінералів є не стільки хімічною, скільки загальногеологічною проблемою. Загалом модель формування доломіту в аридних умовах у відкладах надприпливної долини – ***себхи***, які складені карбонатними арагонітовими осадами, уявляють як неодноразове прокачування через них морської води, просочування чи фільтраційне відливання і підкачування морської води внаслідок її випаровування з поверхні осаду. Головною умовою розвитку процесу доломітизації в цьому випадку є сприятливий збіг коливань рівня моря, приповерхневого діагенезу і прогинання, унаслідок чого осади і породи, які формуються, неодноразово опиняються в зоні змішування вод різних гідрохімічних типів.

Як видно з рис. 2.3, дуже важливим чинником кристалізації ***магнезиту,*** поряд з кальцій-магнієвим відношенням, є підвищені концентрації CO_2. Для осадження гідромагнезиту достатні загалом невеликі концентрації Mg^{2+} у розчині та звичайна відсутність цього мінералу в осаді, яка визначена входженням магнію у менш розчинні кальцієві карбонати.

Як доведено експериментально, ***гідромагнезитові осади можуть відкладатися з морської води не лише в разі її різкого випаровування, а й у випадку вилучення з неї кальцію, наприклад, за умови осадження карбонатів кальцію.***

У процесі галогенезу ропа природних водоймищ перебуває під безперервним метаморфізувальним впливом розчинених речовин і тонкодисперсного матеріалу, які потрапляють до басейну, і тому за умов метаморфізму в прямому значенні поступово змінюється склад, втрачаючи $MgSO_4$, а у зворотному – набуваючи його завдяки розчиненню мінералів, які виділилися раніше.

За інтенсивної метаморфізації соляні водойми можуть навіть змінювати власний гідрохімічний тип. Ці зміни видно

у складі та кількісних співвідношеннях евапоритових мінералів, які осаджувалися на різних стадіях концентрування ропи з появою і широким розвитком метаморфогенних мінералів. Найбільше розвинені ці мінерали у водоймах сульфатного класу: ***глауберит, основні солі магнію, доломіт, полігаліт.*** З***алежно від конкретних фізико-географічних і фізико-хімічних умов один і той же за складом мінерал може бути евапоритовим і метаморфогенним.***

Гідрохімічні типи внутрішньоконтинентальних озер аридної зони є дуже різноманітними. Це зумовлене лише великою різноманітністю твердих сольових фаз, а й появою серед них специфічних груп, таких як ***сода***, і низки інших мінералів, які входять до складу карбонату натрію, а також ***тенардит (мірабіліт)*** і подвійні солі, які є в складі сульфату натрію: ***глауберит і астраханіт.***

На противагу відкритим морським водоймам з нормальною солоністю, у закритих чи частково ізольованих водоймах аридних областей завдяки випаровуванню відбувається прогресивне збільшення солоності, і з пересичених розчинів послідовно випадають ***сульфати і хлориди. Загальна послідовність випадання соляних мінералів визначена головно їхньою розчинністю. Першими виділяються найменш розчинні, а потім – найбільш розчинні*** [16, 160].

Солеродні басейни можуть виникати також унаслідок постійного перенесення солей ріками, які впадають у безстічні озера. Крім того, існують озера, сольова маса яких первинно була подібною за складом до сольової маси морської води, а потім зазнавали значних змін хімічного складу внаслідок метаморфізації соляних розчинів, особливо внаслідок перетворення під впливом поверхневих вод – ***із сульфатно-хлоридних у сульфатні*** (наприклад, ***Каспійське або Аральське моря***) [159, 160, 162].

Існує два шляхи виділення соляних (сульфатних і хлоридних) фаз із їхніх розчинів – випаровуванням або виморожуванням води. ***За умови випаровування розчину*** зі збільшенням концентрації досягають насичення і випадають у осад спочатку найменше, а потім більш розчинні солі в порядку зростання

розчинності. У ***процесі випаровування досягається межа, коли подальше зростання концентрації розчину припиняється, і всі солі, які збереглися у розчині, випадають в осад***. Цю межу називають ***евтонічною***, і для природних розчинів у природних умовах вона досяжна в разі загальної мінералізації ропи 35–40 % і температури повітря понад +32 °С. ***За умов перетворення води на лід послідовно виділяються тверді фази.*** Однак розчин не концентрується, а поступово розводиться. Проте й тут досягається межа, у якій поступово переходять у тверду фазу всі солі й вода – розчин замерзає. Цю межу називають ***евтектикою*** для природних розчинів у певних умовах, і залежно від мінералізації та складу ропи вона досягається за температур 21–35 °С. ***Температурний інтервал, який відділяє у природних умовах евтектику від евтоніки, становить 60–70 °С.*** У цьому інтервалі виділення солі залежить від трьох чинників: ***температури розчину, його загальної концентрації та кількісних співвідношень солей.***

Першим унаслідок випаровування океанічних вод випадає в осад карбонат кальцію, потім сульфат натрію і целестин. За умов зменшення початкового об'єму нормальної морської води в десять разів починається осадження галіту. Остання стадія осадження галіту супроводжується ускладненням складу, де разом з галітом виділяються невеликі частини калійних і магнезіальних солей [16, 158]. Для утворення ***сполук калійних солей не достатньо простого випаровування певного об'єму морської води, а необхідна ізоляція утворених унаслідок інтенсивного випаровування великих об'ємів океанічної води, який постійно зростає, і накопичення достатнього шару насичених калійними та магнієвими солями розчинів з відкритою поверхнею і його поповнення протягом усього періоду, коли відбувається випаровування (чи періодичне виморожування).***

У разі галогенезу відбувається зміна об'ємних співвідношень осаджених твердих фаз і розчину, який їх осаджує, унаслідок чого об'єми соляної маси і ропи зближаються, що без додаткового підтікання розчинів призводить до перетворення повноводного басейну в сухе озеро. У величезних сухих озерах за наявності диференційованих посувань у депресійні ділянки ***стікає міжкристальна,***

багата на Mg і K ***ропа***, і в таких ропних водоймах ***природним шляхом осаджуються калійні солі майже включно до евтоніки.*** Галогенна седиментація в такому разі набуває завершеності й повноти.

За експериментальними даними, ***у разі безпосереднього (сонячного) випаровування морської води осадження галіту змінюється на осадження епсоміту*** ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$), ***потім сильвіну*** (KCl)***, і на закінченні – бішофіту*** ($MgCl \cdot 6H_2O$). У більшості родовищ ***епсоміт*** (чи його мінералогічний еквівалент), ***а також бішофіт не розвинені або їх нема там, де є пласти карналіту*** (KCl $MgCl_2 \cdot 6H_2O$)***.*** У породах нема кількості ***сульфатів Na***, а вміст ***Mg*** набагато менший від розрахованої. Безумовно, маточні розсоли зазнавали переробки, і їхній хімізм видозмінювався ще на ранній стадії існування. Якщо відсутність сульфат-іонів можна пояснити діяльністю сульфатвідновних бактерій, то цим процесом не можна пояснити одночасний дефіцит магнію.

Належність калійних солей до сульфатної чи хлоридної лінії визначена інтенсивністю процесів прямої або оберненої метаморфізації ропи під впливом привнесення в соляні басейни бікарбонатів Ca і глинистого тонкодисперсного матеріалу. Однак самі ***процеси метаморфізації морської води відбувалися найшвидше не у водоймах, де накопичується*** K***, а у більших і менш засолонених басейнах попередніх стадій розвитку за умов доломітизації карбонатних мулів та осадження сульфатів Ca, Mg і проходження морської води через бар'єр*** – так званий ***шельф сатурації,*** що розділяє морський (океанічний) і солеродний басейни. Подібні процеси відбувалися в окраїнних частинах солеродних басейнів у припливній і надприпливній зонах за умов доломітизації карбонатних осадів, де вивільняється Ca, що сприяє осадженню більшої кількості $CaSO_4$, ніж могло утворитися в ході простого випаровування морської води. Внаслідок цього процесу ***розсоли себхи позбуваються значної частини сульфат-іона і збіднюються на магній.***

Частина калійних родовищ і накопичень калійних мінералів, очевидно, утворювалася в дуже засолонених озерах із залишкових розсолів, які збереглися після повного випаровування евапори-

тового басейну. Такі озера могли утворюватися після повного чи часткового випаровування шляхом перетікання важких інтерстиціальних розсолів у тектонічні депресії. Калійні солі могли також виділятися внаслідок реакції міжкристальних калійних і магнієвих хлоридних і сульфатно-хлоридних розсолів з раніше утвореними мінералами [159, 160].

У пересичених стосовно якого-небуть мінералу середовищах за умов достатньо активного руху води на мілководді ***розвиваються процеси оолітоутворення***. Такі процеси є дуже характерними для карбонатних банок, де утворюються вапняковисті, а у давніших відкладах і доломітові ооліти. ***У соленосних відкладах, починаючи з кембрію, виділяються сульфатні (гіпсові й ангідритові) і навіть галітові ооліти.***

Дуже специфічні риси має хемогенний процес в областях активного вулканізму, що зумовлене своєрідністю складу вулканічних газів і еволюцією поствулканічних процесів. Склад поствулканічних ексгаляцій залежить від температури. У високотемпературну стадію (***фумароли***) виділяється багатокомпонентна газова суміш, у якій наявні F і Cl. Зі зниженням температури (***сольфатари***) у газовій суміші переважають ***сірчані сполуки***, а на низькотемпературній стадії (***мофети***) у ній різко переважає CO_2. Разом з газами виділяється багато сполук Fe, Al, Si, Cu, сліди яких можуть бути виявлені у вигляді сублімат ів. У наземних умовах, особливо у районах острівних вулканічних дуг, відбувається інтенсивна кислотна обробка порід, яка фіксована ***фумарольними полями і зонами відбілювання.*** Кислі термальні води виносять із порід великі кількості розчинених Fe, Al, Si. За умов нейтралізації вод у морських басейнах в осад випадають ***лімоніт, гейзерити і травертини***.

В областях аридного клімату хемогенний процес, пов'язаний з вулканогенним джерелом, призводить до випадання в осад боратів, целестину, сполук Mn. ***Хемогенні*** озерні відклади вулканічних областей можуть збагачуватися ***ювенільними гідротермальними речовинами:*** Li, W, B, F. Особливо характерні для вулканогенно-осадового процесу ***борати***. Формування їхніх великих накопичень потребує не лише додаткового привнесення

бору, а й інтенсивного режиму випаровування, з огляду на що борати асоціюють з соляними породами і мінералами. ***Мінеральний склад визначений перш за все гідрохімічними особливостями седиментації, залежно від якої формуються натрові (бура), натрій-кальцієві (улексит), кальцієві і магнієві борати.*** Особливо великих масштабів цей процес досягав у неогені на Турецькому узгір'ї та в Центральних Андах. У Андах відклалася величезна кількість евапоритів, представлених ***гіпсом, галітом і боратами***, які накопичувалися у безстічних міжгірських депресіях. Соленосні товщі простежуються вздовж простягання на 10–100 км потужністю 200–5000 м, а їхнє утворення контрольоване складним поєднанням процесів вулканізму і геотермальної діяльності, кліматом і наявністю міжгірських западин, які активно прогиналися.

2.4. Біогенний процес (роль живих організмів у вилученні, перенесенні та осадженні речовини)

Значну, нерідко вирішальну, роль у процесах утворення осадових порід відіграють живі організми. Якщо в перенесенні матеріалу ця роль порівняно скромна, то ***в осадженні та нагромадженні речовини організми беруть дуже активну участь і є потужним природним агентом седиментації.***

Перенесення грубоуламкового матеріалу (валунів, гальки тощо) на суходолі нерідко відбувається за допомогою коріння дерев, які були підмиті водою та впали до річки. Гравійно-піщаний матеріл переноситься у волі птахів. Найактивніше переноситься органічна речовина дерев, кущів і трави. Значно більші маси речовини переносяться рухами води (переважно течіями) у кінцевих басейнах ***седиментації. Це матеріал планктону і нектону, як уламковий (аглютиновані форамініфери), так і біохемогенний у складі організмів (мікроскопічних та крупніших).***

У сучасну епоху дуже низькою є концентрація в розчинах багатьох сполук, які утворюють осадові породи. Тому хімічне осадження більшості таких сполук за звичайних умов малоймовірне і їхнє нагромадження в осадах відбувається переважно ***біогенним шляхом. Здатність концентрувати елементи з дуже розведених розчинів є характерною особливістю живої речовини. У сучасній біосфері організми вилучають з розчинів вуглекислі солі*** Ca, Mg, Sr, SiO_2***, фосфати,*** J, F та інші компоненти. Вони здатні вилучати з розчинів і концентрувати в тілі, кістяку або мушлі зазначені речовини навіть тоді, коли вони містяться в розчинах у незначних, далеких від насичення кількостях. Наприклад, ***організми з кременевими залишками (губки, радіолярії*** та ***діатомеї) вилучають з морської води*** SiO_2***, середній вміст якого в цих водах не перевищує*** 0,3–0,5 мг/л***, що не досягає насичення***. Експериментально доведено, що ***діатомові водорості,*** поміщені у дистильовану воду з незначною кількістю глинистої суспензії, не лише вижили, а й почали розмножуватися. У такий спосіб у Світовому океані, а деколи і в озерах формуються ***істотно кременисті осади***, зокрема, діатомові і радіолярієві мули тощо, які покривають і нині величезні площі.

Діяльність організмів в одних випадках відбувається одночасно з хемогенним осадженням речовини, накладаючись на нього і посилюючи нагромадження осадів, у інших, як у наведеному прикладі з кременевими організмами, живі істоти є єдиною причиною осадження речовини.

Фізіологічні особливості ***рослин***, особливо ***водоростей***, дають змогу їм концентрувати лише ті елементи, які містяться в середовищі у концентраціях не менше 10 мг/л. Значно енергійніше діють ***бактерії***. Для них критичні концентрації є нижчими, проте й вони не створюють мінералів "з нічого". Цю особливість живої речовини в афористичній формі сформулював А. Хабаков: ***"Бактерії не є можновладними творцями родовищ, а є їхніми природними технологами – збагачувальниками"*** [140].

Очевидно, давніші біоти (***ціанобактеріальні спільноти і багрянки***) мали дуже невисокі фізіологічні бар'єри проти поглинання елементів-домішок з води чи не мали їх узагалі, з чим пов'язана

велика різноманітність мінералізації ***строматолітів***. Експериментально доведена ціанобактеріальна мінералізація ***гіпсу, кальциту, магнезиту.*** Роль ціанобактерій у процесах біомінералізації строматолітів і їхня поширеність у природі дає змогу оцінювати їхнє важливе значення в літогенезі морських і прісноводних мулів, починаючи з архею.

Строматоліт – це викопна карбонатна (найчастіше вапняна або доломітова) порода, що утворилася на дні мілководного водоймища. Назва походить від поєднання грецьких слів ***stroma*** — підстилка і ***litos*** — камінь, буквально: кам'яна підстилка, кам'яний прошарок. Докладну інформацію про строматоліти див. у додатку IX.

Утворюються строматоліти за умов літифікації ціанобактеріальних плівок, органічну речовину яких заміщують карбонати (кальцит, доломіт, магнезит), кремнезем, фосфати, оксиди й гідрооксиди заліза. Нерідко плівки сорбують ***глинистий матеріал***, який є у водоймах у стані зависі, унаслідок чого формуються глинисті строматоліти. Роль синьозелених водоростей і бактеріальних організмів, життєдіяльність яких зумовлена фотосинтезом, в утворенні строматолітів є визначальною, хоча механізм його складний і загалом ***зводиться до трьох процесів:***

1) ***біологічного (фізіологічного)*** – наприклад, ***внутрішньоклітинні реакції, розкладання*** $Ca(HCO_3)_2$ ***з виділенням кальциту в навколишній слиз;***
2) ***біохімічного – підвищення pH середовища в процесі життєдіяльності синьозелених водоростей, які сприяють осадженню карбонатів та інших мінералів;***
3) ***механічного – пасивне вловлювання і зв'язування зависей у водному басейні.***

Оолітові, пізолітові, згустково-грудкуваті карбонатні відклади також породжені життєдіяльністю найпростіших. Не можна заперечувати ролі біохімічного стимулювання шляхом вилучення CO_2 і зростання pH у процесі фотосинтезу, у безпосередньому осаджуванні з морської води $\mathbf{CaCO_3}$. Імовірно, що такий механізм осадження карбонатних мулів виникає в умовах масового розвитку синьозелених водоростей і бактерій з підвищеним парціальним тиском CO_2 в атмосфері та гідросфері докембрію.

Головні хімічні компоненти, що їх засвоюють організми, М. Страхов об'єднав у тетраду P–$CaCO_3$–$MgCO_3$–SiO_2 [127].

Найбільші кількості речовини осаджують організми, які будують свої мушлі та інші частини тіла з ***карбонатів*** Ca та Mg. Зокрема, $CaCO_3$ нагромаджують такі організми: ***бактерії***; дуже різноманітні ***водорості (синьозелені, зелені, червоні та багряні)***; ***коколітофориди***; ***понад 20 тис. видів форамініфер; археоціати; строматопороїдеї***; ***аneліди*** (членисті черви) утворюють трубочки (***Spirorbis і Serpula***); ***голкошкірі (Echinodermata – морські лілеї та їжаки)***; близько ***19 тис. видів моховаток; брахіоподи; пелециподи***; понад ***80 тис***. ***видів гастроподів; тентакуліти (коніконії); амоніти***; ***1300 видів трилобітів; корали; остракоди; вапняковисті губки*** й інші організми. Характерно, що ***організми з карбонатним кістяком або мушлею існують навіть у полярних морях,*** де спостерігають значне недосичення води розчинними карбонатами. Там, зокрема, трапляються вапнякові фауністичні рештки ***форамініфер***.

Шельфові карбонатні осади виникають унаслідок нагромадження бентогенних організмів за низьких темпів надходження теригенного матеріалу. ***У холодних та помірно гумідних зонах формуються черепашники, складені переважно рештками молюсків (у помірних широтах це устричники, екваторіальній зоні – коралові та коралово-водоростеві біогерми)***.

За даними О. Лісицина [70], ***швидкість біогенного нагромадження карбонатів становить*** (щороку): ***в устрицях – 0,76 г $CaCO_3$ на 1 г маси; у мідій та літорин – майже 1 г***. Хоча найбільші скупчення черепашників поширені на шельфах аридних зон, біомаса молюсків там невелика, оскільки вона набагато вища у морях помірної й особливо холодної гумідної зони. Зокрема, у ***Берінговому морі*** в середньому за рік нагромаджується 57,7 г $CaCO_3$ на 1 $м^2$. Однак головна частина черепашкового матеріалу внаслідок підвищеної агресивності вод щодо $CaCO_3$ розчиняється, тобто черепашковий матеріал, як осад, тут є ефемерним.

Окремі види бактерій мають властивість синтезувати мікрокристали магнетиту. Для біогенного магнетиту характерна певна форма кристалів – гексагональні призми і кубоїди у

вигляді сльози, він є хімічно чистим. За допомогою цих кристалів такі організми можуть орієнтуватися в просторі. Залізо вони вилучають з сульфатів, карбонатів і оксидів. Біогенний магнетит накопичується в значній кількості у глибоководних осадах і може відігравати важливу роль у формуванні ***джеспілітів,*** під час мікроскопічного вивчення яких дуже часто виявляють однорідні за розмірами сфероподібні утворення діаметром від 5 до 50 мкм. Ці кульки в тонкозернистому кварці забарвлені дисперсним гематитом або, навпаки, складені чистим кварцом серед забарвленої маси. Нерідко такі кульки складені силікатами заліза, жовтувато-бурою до чорної **органічною речовиною** або сидеритом. Виконані за допомогою електронного мікроскопа дослідження свідчать, що такі сфероїди є тонкокристалічним агрегатом карбонату з кременистим ядром. Можна вважати, що ці утворення є залишками водоростевих чи бактеріальних кременевих організмів, які також відігравали важливу роль у формуванні джеспілітів. З життєдіяльністю мікроорганізмів, переважно ***сіркобактерій***, пов'язане накопичення й утворення ***елементарної сірки***. Колонії сіркобактерій розвиваються у стоячих водах, болотах, мілких морських затоках, лиманах, гарячих сірчаних водах, мілких водоймах вулканічних областей, на дні яких накопичуються і гниють органічні залишки та відбувається виділення H_2S. Сіркобактерії, розкладаючи сірководень, виділяють ***рідку сірку***, яка зберігається у вигляді крапель у клітинах, де вона може становити до ***95 %*** маси бактерій, будучи для них запасною поживною речовиною. За умов масового швидкого відмирання і захоронення мікроорганізмів рідка сірка переходить у тверду мікрокристалічну фазу і накопичується у вигляді різної форми сполук, так званих ***сульфуритів***.

У деяких випадках ***навіть осадження галіту може бути спричинене або активоване метаболічною активністю бактеріальних клітин чи колоній бактерій***. Наявність бактерій у сильно засоленому середовищі зумовлює ефект осмотичного регулювання, внаслідок чого концентрація в мікросередовищі бактеріальних тіл різко підвищується і відбувається виділення його кристалів.

У складі живої речовини кристали у вигляді агрегатів утворюють периферійний або внутрішній скелет живих організмів. Це аморфний кремнезем у примітивних організмах (одноклітинних водоростях, найпростіших, губках), арагоніт (бактерій, водоростей, молюсків, брахіоподів, голкошкірих, моховаток і коралів) іноді ***сульфати*** чи ***апатит***.

Роль біогенного процесу в океані не вичерпується тим, що біогенний матеріал (карбонатні і кременеві палеофауністичні рештки), а також органічний вуглець становить майже половину об'єму осадової речовини. Цей процес відіграє важливу роль у мобілізації осадової речовини – перетворенні розчинних форм елементів у форму зависей. ***Біогенний матеріал становить звичайно 90 % зависей. Геохімія океану визначена розчинними формами і їхнім перенесенням у донні осади біосом*** (***біоасиміляція, біодиференціація, біоседиментація***). ***Біос здійснює підготовку, перенесення і відкладання головної частини осадової речовини в океані*** [72]. Головною особливістю океанічної седиментації, на відміну від седиментації на континентах, є ***вирішальна роль біосу,*** який головно визначає хід теригенного і хемогенного процесів. Збіг біоасиміляції, біофільтрації і сорбції в різних кліматичних зонах має свої особливості, що й накладає відбиток на особливості підготовки, транспортування і відкладання осадового матеріалу.

Нагромадження $CaCO_3$–$MgCO_3$ у вигляді різних макроорганогенних вапняків з домішкою магнезіального кальциту в тропіках дуже характерні для шельфової зони морів. У пелагіалі типовими є вапняки, утворені мікрофауністичними рештками. Отже, ***на фаціальному профілі можливі два піки карбонатних порід – шельфовий та пелагічний.***

Фосфоритові відклади містяться у ***середній та нижній частинах шельфу великих відкритих морів***. Цей так званий ***фосфатний шельф*** ніколи не наближався до берега і не опускався в центральну улоговину моря. Ширина його контрольована ухилом дна (до 150–220 км на платформах, до 30–40 км – у геосинкліналь-них морях). ***Фосфорити гумідних зон нагромаджуються лише в сіроколірних породах, які утворюють два ряди – теригенний та карбонатний***. ***Теригенний ряд*** починається дрібнозернистими

пісками, які заміщені углиб алевритами та глинами. ***Карбонатний ряд*** складається з пісковиків, які поступово заміщені вапняками. ***Фосфорити концентруються переважно у грубозернистій частині профілю.*** На відміну від залізорудних нагромаджень, фосфорити пов'язані з відкритою частиною морського узбережжя.

Формами фосфоритів, ***пов'язаних з осадами гумідних зон, є*** майже винятково ***скупчення жовен або конкрецій,*** частково перевідкладених, а ***іноді зцементованих у плиту*** (піщано-глинисті глауконітові породи юри та крейди Східноєвропейської платформи й інших регіонів світу). Іноді трапляються ***пластові фосфорити, унікальні черепашково-зернисті фосфорити*** (***оболовий горизонт Прибалтики***, який залягає серед піщаних порід ордовику). У фосфатних рудах зазвичай трапляється ***глауконіт, кальцит, органічна речовина, хлорити, сидерит (***аж до своєрідних ***залізофосфатних руд).***

Головні висновки щодо тетради $P–CaCO_3–MgCO_3–SiO_2$, за М. Страховим [127], такі:

а) потужний біогенний чинник седиментації є причиною того, що"...співвідношення фаціальних профілів усередині тетради перестають контролюватися геохімічною рухомістю елементів ... та починають відображати щонайперше біологічні закономірності розміщення організмів у морських басейнах";

б) утворення нагромаджень тетради перестають бути контрольовані річковим стоком, вони виникають завдяки величезним запасам у гідросфері, наприклад, $CaCO_3$ – $171\ 250 \cdot 10^9$ т;

в) нагромадження тетради перестають бути специфічними лише для гумідних зон (на відміну від рудної тріади) і виникають також в аридних зонах, тобто стають бікліматичними (винятком є ***кремнезем***, скільки-небудь помітні скупчення якого в аридному літогенезі невідомі).

2.4.1. Нагромадження органічної речовини

Вищі рослини будують опорний механізм свого тіла з органічних сполук, переважно з ***лігніту.*** У цьому випадку рослини містять значний відсоток мінеральних речовин у дисперсному стані – середня зольність сучасних рослин становить ***1,5–5,0%. Мінеральна складова рослин представлена "фітолітами"– продуктами виділень у формі кристалів і кульоподібних включень кремнезему*** або ***щавлевокислого Са. Однак*** головна частина їх – ***органічна речовина, з якої формується відособлена фаціально генетична група вугілля та горючих сланців.*** Для їхнього утворення необхідні такі умови, за яких можливе масове нагромадження та захоронення органічної речовини, яка лише частково розкладається, перш за все під дією кисню.

Для нагромаджень органічної речовини гумідних зон намічаються два максимуми: на континентах – вугілля, у порівняно віддаленій від берега частині моря – горючі сланці. Механізми їхнього нагромадження зовсім різні.

Переважна більшість вугілля має автохтонне походження та виникла на базі лісових боліт – то застійних, то проточних, у яких нагромаджувались рештки вищих рослин, переважно матеріал дерев. Фаціальний профіль нагромадження вугілля є досить широким, фаціальні умови різноманітні, а вугілля – дуже поширене серед континентальних гумідних відкладів. ***Основними типами нагромадження вугілля є паралічний і лімнічний. Паралічне вугілля утворилось у межах заболочених приморських рівнин, які періодично заливало море. Пізніше утворення лімнічного вугілля пов'язане з внутрішньоконтинентальними болотами та заболоченими озерами.***

Горючі сланці утворюються із сапропелевих мулів, які містять глинисто-алевритовий матеріал та (або) ***кальцит***. ***Вони виникають в озерах і морських басейнах завдяки швидкому захороненню маси планктонних живих організмів та нижчих водоростей.***

Нагромадження органічної речовини морського генезису М. Страхов [127] ***розділив на чотири фаціальні типи.***

1. ***Горючі сланці, які виникли в пригирловій зоні рік***. Завдяки біогенним компонентам водозбірних площ тут розвивався ***планктон,*** який помітно збагатив осади органічною речовиною**.** Маса горючих сланців цього типу незначна.
2. ***Концентрації в пелагічній області морів, подалі від річкового гирла, завдяки високій продуктивності планктону.*** Цей тип горючих сланців є найпоширенішим (наприклад, ***доманікові відклади Східноєвропейської платформи та західного схилу Уралу***). Розвиток планктону був можливим завдяки існуванню реакцій у зоні фотосинтезу і надходженню поживних речовин з глибинних зон басейну.
3. ***Віддалені від берега нагромадження органіки, які виникли завдяки життєдіяльності бентосу***. Це відклади підводних водоростевих луків, прикладом яких, мабуть, є ***ордовицькі кукерськіти Естонії.*** Зона розвитку нагромаджень цього типу обмежена глибинами проникнення світла.
4. ***Нагромадження органіки на обмілинах серед коралових рифів.*** Джерелом органіки в осадах були планктон та вищі рослини, які росли на обмілинах рифової смуги. За розмірами вони незначні.

Отже, вугільні родовища пов'язані лише з гумідними зонами, оскільки залісненість місцевості, тобто джерело ***органічної речовини***, контрольоване кліматом. ***Морські горючі сланці можуть розвиватись і в гумідних, і в аридних поясах, оскільки джерело живлення планктону – запаси біогенних елементів – містяться у водах басейнів.*** М. Страхов зазначив [127], що ***у розміщенні нагромаджень органічної речовини є риси як перших двох фаціально-генетичних груп (розсипища, рудна тріада), специфічно гумідних, так і нагромаджень третьої групи – бікліматичних.***

2.4.2. Біогенний тип лавинної седиментації

Значно легше й інтенсивніше організми засвоюють будь-які сполуки за умов їхніх вищих концентрацій у середовищі. У цьому разі відбувається ***біогенна лавинна седиментація.*** Головними продуктами такого процесу є ***устричні банки*** та ***коралові рифи***.

Устричні, мідієві та інші банки розвинені лише в гумідних зонах. Вони утворюють дуже великі за площею та кількістю особин нагромадження організмів, які спостерігають на різних стратиграфічних рівнях до сучасного включно. ***Біомаса в межах банок досягає 250 мг/м²*** і більше, однак ***головне значення*** тут має все ж таки ***не карбонатний (біогенний) матеріал, а*** переважно ***теригенний,*** що є ***продуктом біофільтрації.*** Тому ***банки – це області накопичення величезних мас осадової речовини як біогенного, так і теригенного походження,*** причому останній виразно переважає.

Коралові та коралово-водоростеві рифи розвиваються за температури морської води 18–34–35 °С (найліпшими умовами для їхнього розвитку є середньорічна температура 23–25 °С), діапазон солоності вод – 2,7–3,8 %, нижча межа життя – 70–80 м. Області поширення коралових рифів та мангрових боліт практично збігаються та розміщені між 30° північної та 30° південної широти. Це ***тропічний пояс Землі. Швидкість вертикального наростання рифів змінюється від*** 2 до 10 мм ***за рік***, вона максимальна в зоні, яка розташована на 5–10 м нижче поверхні океану. Значимість різних організмів–рифобудівників як постачальників $CaCO_3$ різна. ***Значну роль у понадшвидкій седиментації*** тут відіграють також ***водорості. Первинна продукція коралових споруд перевищує*** 1000 г/м² ***за рік, а швидкість седиментації становить у середньому 14 000 Б*** (!). За А. Лісициним [70], ***вапнякові водорості постачають*** 30–50 % $CaCO_3$, ***рифові корали –*** 10–30 %, ***молюски –*** 10–20 %, ***форамініфери –*** 1–10 %. Корали мають переважно ***арагонітовий та високомагнезіальний кальцитовий склад, водорості – високомагнезіальний кальцитовий, молюски – арагонітовий та низькомагнезіальний кальцитовий.***

Рифи можуть виникати на різних ділянках шельфу, однак ***великі рифові споруди*** формуються, зазвичай, ***на зовнішній частині шельфу, де темпи прогинання дна є достатніми для того, щоб відбувалося вертикальне наростання цих споруд***. Під дією штормових хвиль та брижів рифи руйнуються, біля їхнього підніжжя накопичується ***карбонатний детрит*** різного розміру, так званий ***карбонатний пісок***. ***Найбільшим з відомих нині є Великий Бар'єрний риф Австралії. Він виник на шельфі в Кораловому морі, простягається уздовж східного узбережжя континенту на 2 300 км і складається майже з 2 500 окремих рифів.*** Тут трапляються численні ***лагуни***, ***донні осади яких представлені карбонатним матеріалом біогенного, а нерідко і теригенного походження – це карбонатний детрит та піски,*** які утворюються під час ерозії рифів.

Поряд з масивними кораловими спорудами типовими є схилові відклади, що виникли завдяки подрібненню рифових тіл. Біля основи схилу великих коралових островів та атолів можуть накопичуватися ***біотурбідити.***

Коралово-водоростеві піски поширені на шельфі Венесуели – Гвіани. Вміст $MgCO_3$ у пісках та піщано-алевритових фаціях дуже високий – до 9,18 %. Решта компонентів наявна у таких кількостях, %: $CaCO_3$ – 52,82–96,20; $SiO_{2ам}$ – 0,13–0,97; $C_{орг}$ – 0,12–0,62; Fe – 0,37–4,28 (завдяки ільменіту та глауконіту). У перерахунку на безкарбонатно-безкременисту речовину вони містять, %: Fe – 1,39–13,22; Mn – 0,01–0,30; Ti – 0,16–0,68; P – 0,04–0,82. ***Видовий склад донних та планктонних організмів у цих скупченнях та подібних утвореннях помірної гумідної зони є дуже різноманітним.***

2.5. Осадження мікроелементів

Важливе геологічне значення має властивість організмів вилучати з морської води і концентрувати у собі в процесі їхньої життєдіяльності різноманітні рідкісні елементи, концентрації яких можуть досягати десятків і сотень тисяч разів

(табл. 2.5). У великих масштабах захоронення органічних решток в осадах може набувати важливого значення як чинник осадової диференціації рідкісних і розсіяних елементів.

Таблиця 2.5

Концентрація деякими пелециподами рідкісних елементів, вилучених з морської води, за Ж. Деркуром і Ж. Паке

Хімічні елементи	Вміст у морській воді, г/л	Інтенсивність концентрації (разів)		
		пектеніди	устриці	мідії
Золото	$4 \cdot 10^{-8}$	2 300	18 700	330
Кадмій	$11 \cdot 10^{-7}$	2 260 000	318 000	100 000
Хром	$5 \cdot 10^{-7}$	200 000	60 000	320 000
Мідь	$3 \cdot 10^{-6}$	3 000	13 700	3 000
Залізо	$1 \cdot 10^{-5}$	291 500	68 200	196 000
Манган	$2 \cdot 10^{-6}$	55 500	4 000	13 500
Молібден	$1 \cdot 10^{-5}$	90	60	30
Нікель	$2 \cdot 10^{-6}$	12 000	4 000	14 000
Свинець	$3 \cdot 10^{-6}$	5 300	3 300	4 000
Ванадий	$2 \cdot 10^{-6}$	4 500	1 500	2 500
Цинк	$1 \cdot 10^{-5}$	28 000	110 300	9 100

М. Страхов [127], оцінюючи роль хімічних та біологічних чинників в осадженні тих чи інших сполук, виділив чотири групи речовин (рис. 2.4).

До першої групи належать ОР + SiO_2 + Р + $CaCO_3$ + $MgCO_3$. В осадженні цих сполук головну і вирішальну роль відіграє безпосереднє вилучення їх з води організмами і відкладання на дні в складі їхніх скелетних частин або недорозкладених м'яких тканин.

Друга група об'єднує Fe, Mn, Al_2O_3. Головним чинником вилучення їх з розчинів є гідроліз їхніх металоорганічних сполук і коагуляція створених у такий спосіб золей гідрооксидів.

Третю групу формують елементи V, Cr, Ni, Co, Cu та ін. Головним шляхом їхньої фіксації з води найвірогідніше є сорбція їх гелями Fe, Mn Al_2O_3. Це елементи–супутники, осадження яких відбувається в біологічному процесі, часто там відіграє цілком другорядну роль.

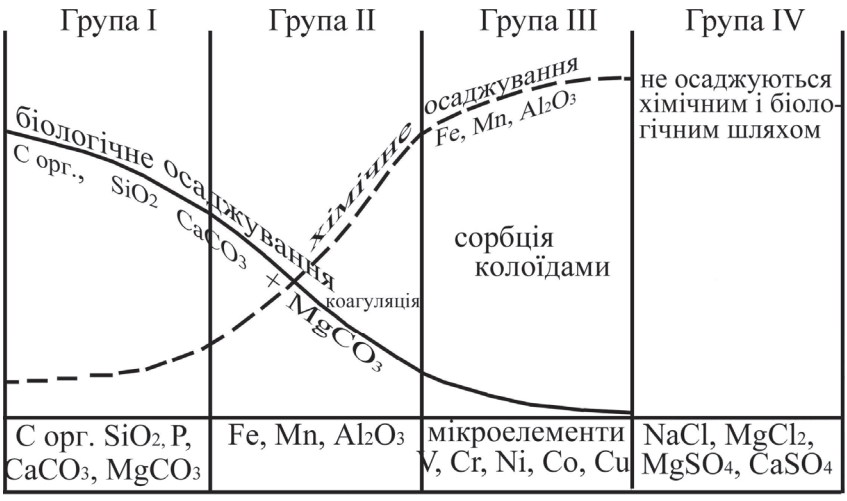

Рис. 2.4. Схема осадження розчинених речовин у водній масі сучасних морів, за М. Страховим [127]

Четверту групу становлять NaCl,. KCl, $MgCl_2$ $MgBr_2$, $MgSO_4$, $CaSO_4$. Завдяки високій розчинності ці солі не осаджуються в морях гумідної зони хімічним шляхом і водночас не вилучаються біологічним шляхом. Їхнє осадження відбувається лише у ропних басейнах аридного літогенезу.

2.6. Осадова диференціація речовини

Отже, у процесі перенесення й осадження осадового матеріалу відбувається грандіозний процес осадової диференціації речовини [6, 9, 25, 37, 73, 104, 111, 127, 138].

Поняття про осадову диференціацію речовини сформулював Л. Пустовалов [107]. У його розумінні осадова диференціація речовини – це ***роз'єднання складових частин первинних порід, що відбувається в зоні осадоутворення.*** З***алежно від характеру сил, що призводять до розділення речовини, можна розрізняти механічну та хімічну осадові диференціації***. Поняття про ***осадову інтеграцію*** речовини не розглядали певні дослідники, воно виникло як реакція на деяку однобічність розуміння про диференціацію і доповнило її, відображаючи осадовий процес діалектично і повно [138]. ***Осадова інтеграція – це об'єднання, або змішування, речовини з різних джерел і різного генезису в зоні осадоутворення і нагромадження в тому чи іншому об'ємі змішаних осадів***. Результатом диференціації, зазвичай, є більшменш чистий однорідний осад.

Однак за уважнішого розгляду процеси диференціації та інтеграції нерідко відбуваються одночасно і призводять до утворення як мономінеральних, так і змішаних осадів. Наприклад, кварцовий пісок, з одного боку, є продуктом процесу диференціації, що перемістився далеко, а з іншого, – не рідше тут відбувалася й інтеграція різнорідних (таких, що походять з різних джерел) кварців, що і визначають у ході ретельного вивчення типів зерен. Приклад свідчить, що помітнішою є диференціація, зафіксована чистотою складу осаду. І чисті хемогенні осади, наприклад, кременеві, виглядають лише віддиференційованими, хоча в них хімічним або біологічним способом об'єднано і екзогенний, і ендогенний кремнезем. Цю змішаність складу, імовірно, пізніше можна буде виявляти аналізом ізотопів. Нині ми сприймаємо чисту яшму або кремінь як віддиференційоване утворення.

Диференціація речовини починається ще на стадії звітрювання, продовжується на стадії седиментогенезу, а також у діагенезі й наступних стадіях. Однак ***переважно вона відбувається на стадії седиментогенезу*** [6, 9, 25, 37, 104, 111, 127, 138].

Сутність осадової диференціації речовини полягає в тому, що під впливом механічних, біологічних і фізико-хімічних процесів відбувається розсортування осадового матеріалу чи

вибіркове виділення у тверду фазу розчинених і газоподібних речовин з переходом однорідних продуктів, що відділилися, в осад. Головними зовнішніми чинниками, які регулюють процес осадової диференціації речовини, є такі: ***рельєф поверхні суходолу і дна водних басейнів у зоні транспортування, клімат, середовище перенесення (вода, атмосфера, льодовики), режим руху середовища перенесення (сповільнення, прискорення, пульсація швидкості), кількість областей живлення осадовим матеріалом і відстані від них до місця седиментації, солоність басейну і кількісні співвідношення розчинених компонентів, pH і Eh середовища, життєдіяльність організмів тощо***. ***Окрім зовнішніх чинників, у процесі осадової диференціації речовини відображені фізико-хімічні особливості осадового матеріалу: ступінь його дисперсності, густина, механічна стійкість, хімічна активність, розчинність і концентрація осадового матеріалу на шляхах перенесення.***

Дещо пізніше [73] залежно від стану речовини і способів її поширення почали виділяти чотири типи осадової диференціації: механічну, хімічну, біогенну і фізико-хімічну.

2.6.1. Механічна диференціація

Сутність механічної диференціації проста [138]***: матеріал, що зазнає перенесення, звичайно випадає зі шляхів міграції не відразу, а в послідовності, яка визначена швидкістю течії, розміром зерен, їхньою формою і густиною уламків*** (рис. 2.5), тому треба розрізняти ***механічну диференціацію*** за кожною з цих властивостей речовини.

Диференціація за розміром уламків (див. рис. 2.5, *а*) ***є універсальною***, хоча за ступенем змінюється від нульової (осади недиференційовані) до дуже високої (осад, зазвичай, пісок складається майже з рівновеликих зерен). У природі, однак, ніколи не простежується ідеальна рівнозернистість механічних осадів.

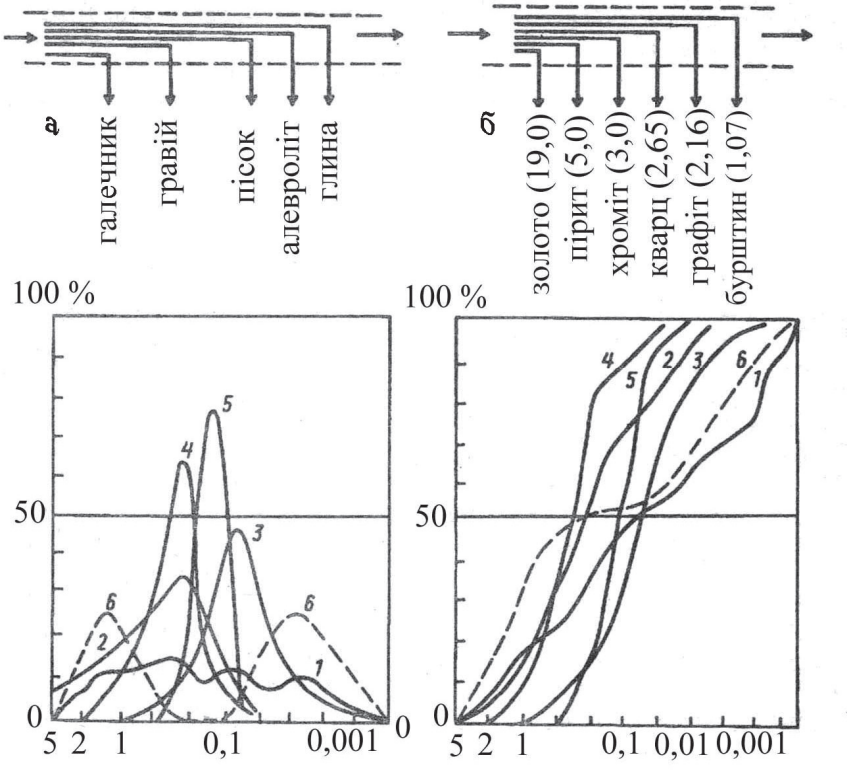

Рис. 2.5. Схема механічної диференціації уламків (*а*) і мінералів (*б*) та криві розподілу часток за розміром і кумулятивні криві осадів, за В. Фроловим [138]

Навіть у найліпше сортованих пісках вмісти фракцій стандартного розміру не перевищують 80 % [138].

За механічною диференціацією ***частки з потоку випадають у послідовності від крупних до дрібніших***, що свідчить про ослаблення швидкості течії. За умови припинення осаджується і найтонший, пелітовий, або глинистий матеріал, який, проте, знову змулюється і переміщається за умови виникнення нового руху води, якщо в матеріалі не встигло відбутися деякого щеплення

часток. Сортування поліпшується за невеликого насичення (або напруження) потоку осадовим матеріалом, тривалості перенесення течією або перемивання осаду хвилюванням (і перевіювання вітром) та за стабільності сортувального чинника. ***Крайнім випадком перевантаженості потоку осадовим матеріалом є селі*** або ***турбідити.*** Вони нерідко мають консистенцію пульпи або грязещебінчатого потоку ніби з підлеглою за об'ємом рідкою фазою. Сортування за умови відкладання цього матеріалу не відбувається, оскільки він відкладається відразу в разі майже миттєвої втрати живої сили потоку на рівнині перед ущелиною або каньйоном. У гірських річках з постійною течією матеріал уже сортується недосконало внаслідок навантаженості потоку. Тому сортування гальково-піщаного алювію гірських річок є поганим або середнім. Найліпшим воно в алювії рівнинних рік, однак порівняно з морськими відкладами є середнім, рідше добрим. За умови більшої напруженості потоку, наприклад, під час паводків і повеней, сортування погіршується.

У хвильовій зоні басейнів седиментації диференціація відбувається за допомогою складнішого комплексу хвильових і потокових рухів води, що зумовлює різноманіття і строкатість типів осадів за сортуванням. Отже, на пляжі, навіть на хвилеприбійному відкосі, можуть бути не лише добре, а й середньосортовані піски і галечники. Як і в річкових потоках, максимальним сортування, мабуть, є у пісках, а в грубших осадах за інших однакових умов вона знижується. Зниження сортування спостерігають і в мулистих осадах, хоча прояв цієї тенденції не такий виразний, і тонкі осади більше відрізняються за відмуленістю від зернистого матеріалу. Тонко відмулені глини, що містять менше 5–10 % піщаного або алевритового матеріалу, є рідкісними (це більша частина пелагічних червоних глин, деякі глини верхів турбідитових циклітів тощо). У прибережній пригирловій зоні сортування часто погіршене завдяки масовій коагуляції колоїдів, які осаджуються на дні. Там виявляється вже ***інтеграція матеріалу***.

Диференціація за густиною – один зі способів утворення розсипищ золота, платини, цирконів, магнетиту та інших

важких мінералів. Різниця між густиною золота (***19***) і кварцу (***2,65***) – більше ніж у сім разів. Отже, у сім разів крупніші силікатні уламки будуть гідравлічно рівновеликі золотинкам. Тому часто родовища розсипного золота знаходять у конгломератах. ***В алювіальній товщі розсипища концентруються в її нижній частині, що називають "пісками", і у верхній частині корінних порід – "плотику", піски, що залягають вище, старателі їх називають "торфом", звичайно бідні на ці зерна.*** Переміщуються розсипні зерна практично лише під час паводків і осаджуються в нижній частині плеса, де дно починає підніматися (міліти), і відразу за перекатами, де турбулентність сповільнюється біля дна течії. Збагачення відбувається переважно за типом конденсування на місці в разі вимивання легших зерен.

Те саме відбувається у водоймах, проте відмінності в гідродинаміці породжують інші розсипища, наприклад, ***у хвильовій приурізовій зоні на пляжі.*** Тут утворюються ***крупні родовища цирконів, рутилу, монациту, ільменіту, магнетиту, каситериту та інших силікатних і оксидних мінералів.*** Важкі мінерали звичайно концентруються на місці за умови перемивання, як і внаслідок вітрового видування легких зерен, рідше –унаслідок транспортування повздовжніми береговими потоками.

Отже, ***за умов диференціації, або сортування, зерен за густиною відбувається їхня концентрація, або збагачення ними осадів, рідше – утворення майже мономінеральних пісків***, наприклад, ***магнетитових на берегах вулканічних островів.*** Однак найчастіше тут виникає змішування матеріалу. Окрім того, хоча зі шляхів міграції спочатку випадають найважчі зерна, все ж часто вони переміщаються на більші відстані, ніж легкі, оскільки мають більшу інерцію руху.

Своєрідними є розсипища найлегших зерен, наприклад, бурштину (густина 1,07). На сучасному пляжі Калінінградської обл. кусочки бурштину в багато разів більші від піщинок кварцу і є порфіроподібними включеннями. Після кожного шторму вони потрапляють на пляж, однак тонкі уламки скидаються глибше. Інтеграція відбувається за умов накладаня одна на одну диференціацій за розміром і густиною (див. рис. 2.5, *а*, *б*), а також за формою.

Диференціація за формою полягає в тому, що на шляхах міграції внаслідок ослаблення потоку випадають і найменше транспортуються ізометричні, особливо кулясті зерна, на більші відстані переміщаються призматичні, і зрештою пластинчасті, слюдисті. Слюдисті захороняються найчастіше у дрібніших за розміром осадах – у алевритах і глинах. Це також стосується і пласких рослинних залишків, і фауністичних решток безхребетних або їхніх уламків. ***Диференціація за формою накладається на інші механічні диференціації, і це призводить до нового акту змішування.***

Унаслідок комплексної механічної диференціації та супровідної інтеграції виникають різноманітні за крупністю осади – від валунних до глинистих, по-різному збагачені важкими мінералами. Останніми роками ***відкрито збагачення найтоншим золотом глинистих осадів (знамениті "чорні сланці" Мурунтау*** та інших родовищ), яке здавалося раніше неможливим і неприродним. Правда, є сумнів у вирішальній ролі тут механічної диференціації. Якщо тут діяла диференціація, то, можливо, була й інтеграція, вірогідно, навіть домінувала [138].

Рудні нагромадження, створені процесами механічної диференціації, утворюють групу розсипних родовищ золота, платини, алмазів, каситериту та інших важких мінералів. Характерною рисою групи є те, що ці прості речовини або сполуки, які нагромаджуються у розсипах, практично не розчиняються у воді та мігрують лише як тверді фази. Це група найменш геохімічно рухливих з чотирьох, які виділив М. Страхов [127]. Рудовмісні породи досить одноманітні: ***піски, галечники, конгломерати. У глинистих, карбонатних, кременистих, дрібноалевритових породах розсипищ немає.*** Велика густина рудних мінералів обмежує фаціальні умови утворення розсипищ. Тому ***розсипища локалізуються серед делювію, алювію та осадів прибережної пляжної смуги морів.***

Різноманітна інформація про геологію та генезис розсипищ наведена в дослідженнях та узагальнених працях ***Ю. Білібіна*** [11]***, А. Кухаренка*** [69], ***Н. Шила*** [146], ***Б. Смірнова*** [118, 119]***, М. Страхова*** [127] та багатьох інших. Звичайно ***виділяють три фаціальні типи розсипищ:***

а) ближнього знесення;
б) річкових водостоків;
в) водойм.

До утворень ближнього знесення належать розсипища делювіальні, пролювіальні та алювіальні верхів'їв дрібних річок. Перенесення матеріалу від материнських порід обмежене відстанню у 4,0–5,0 км. Мінеральний склад розсипищ різноманітний та багатий. Фізичні властивості мінералів змінюються у широких межах (***твердість*** – 2–9; ***густина*** – 3,2–11,0 г/см^3 ***і більше, міграційна здатність,*** за класифікацією А. Кухаренка [68, 69], ***від низької до високої***). ***Розсипища цього типу є рідкісними в областях, де переважає фізичне звітрювання порід, однак досить численні в областях, де дуже поширене хімічне звітрювання,*** яке сприяє виникненню потужних делювіальних кір звітрювання, які згодом зазнають перемивання. Зокрема, так виникли ***розсипні родовища монациту Родезії, каситериту Південно-Східної Азії*** та ін.

Алювіальні розсипища утворюють мінерали високої щільності (6 г/см^3 і більше), зазвичай, ***тверді, стійкі до стирання (виняток – золото). Розсипища цього фаціального типу формуються переважно в русловому алювії.*** Вони розвинуті у межах гумідних зон з досить інтенсивним хімічним та механічним звітрюванням порід. Серед четвертинних алювіальних розсипищ відомі різні за запасами, аж до крупних***, родовища золота, платини, алмазів, каситериту та вольфраміту. Серед давніх родовищ розсипним,*** очевидно, ***є золото у дельтових утвореннях Вітватерсранду, із запасами цього металу в десятки тисяч тонн.***

Розсипища водойм локалізуються в межах пляжів озер, морів та океанів унаслідок природного збагачення піску. Це так звані ***літоральні розсипища***, характерні для морського та океанічного узбережжя. ***Вони містять певний комплекс мінералів – циркон, монацит, ільменіт, магнетит, рутил, хроміт, гранати, каситерит, алмази, золото,*** причому концентрація їх набагато вища, ніж в алювіальних розсипах. ***Густина мінералів*** – 3,2–6,5 г/см^3, ***їм властиві також порівняно висока твердість*** (5,5–7,5) ***та стійкість до стирання***. Матеріал таких розсипищ здебільшого надходить з рік, причому відстань від розсипу до

ріки становить, зазвичай, кілометри та десятки кілометрів. Значно менше вони виникають унаслідок абразії узбережжя.

Більшість басейнових розсипищ пов'язана з областями тропічного та субтропічного клімату з інтенсивним хімічним звітрюванням порід, хоча вони ***можуть виникати і за умов аридного клімату*** (наприклад, ***західне узбережжя Африки з алмазоносними розсипищами). Сучасні розсипища цього типу розташовані уздовж берегів Індонезії, Індії, Австралії*** та ін. ***Запаси корисних компонентів у них величезні. Давні прибережно-морські розсипища відомі серед відкладів кайнозою, мезозою і навіть палеозою.*** До них належать, наприклад, ***полтавські та сарматські піски Середнього Придніпров'я, збагачені ільменітом, рутилом і цирконом, девонські пісковики з промисловими концентраціями лейкоксену Сибіру***.

Отже, ***розсипні родовища зазвичай трапляються в областях гумідного клімату.*** Однією з умов утворення розсипищ є хімічне розкладання породотвірних мінералів та вивільнення стійкої частини гірських порід з подальшим транспортуванням їх та механічним диференціюванням матеріалу.

Для всіх типів розсипищ загалом, за М. Страховим [127], виділяють ***три підгрупи мінералів,*** які відрізняються фаціальними профілями:

а) ті, що нагромаджуються переважно в розсипищах ближнього знесення, малотранспортабельні: колумбіт, танталіт, срібло та ін.;

б) ті, що нагромаджуються максимально в алювії, їм властива висока густина (золото, платина, каситерит, алмази та ін.);

в) ті, які максимально нагромаджуються в басейнових розсипах і мають порівняно невисоку густину, однак стійкі до звітрювання і високотранспортабельні та мало стираються (циркон, рутил, монацит, алмази), вони явно знесені з суші у море.

2.6.2. Хімічна диференціація

Хімічна диференціація – це сукупність хімічних процесів, які відбуваються в гідросфері та стратисфері й зумовлюють послідовний перехід розчинених речовин у тверду фазу й осадження продуктів, що виникли в басейні седиментації. Залежно від умов осадонагромадження ***виділяють два типи хімічної диференціації***. За умови стійкості складу і солоності басейнових вод протягом тривалого часу (відкриті моря й океани) хімічні осади різного складу відкладаються одночасно на різній відстані від берегової лінії та на різних глибинах. ***Утворення рудних концентрацій Al і Fe відбувається на шельфі й у лагунах за умов осадження з істинних розчинів і колоїдів. Рудні концентрації Mn нагромаджуються у віддаленіших від берегової лінії частинах шельфу завдяки хемо- і біогенному осадженню***. Ще далі, у глибоководних частинах шельфу ***на межі з континентальним схилом накопичується кремнезем***. За умов поступової зміни солоності вод басейну (епіконтинентальні моря, озера, лагуни) ***відбувається диференціація не у просторі, а в часі (зверху донизу по розрізу).***

Якщо сутність хімічної диференціації у шляхах міграції речовин за хімічним складом і утворення більш або менш чистих хемогенних осадів є зрозумілою і простою, то порядок осадження та причини, або сили, які керують цим розділенням, спірні й складні.

Ідеї хімічного розділення речовин у зоні осадоутворення висловлювали ґрунтознавці, а потім – у 20–30-х роках – геохіміки В. Гольдшмідт [34, 156], О. Ферсман [136] та літологи Л. Пустовалов [106], В. Фролов [138], А. Байков, В. Седлецький [6], Р. Безбородов [9], Р. Градзинський [37], С. Романовський [111], М. Страхов [124]. Однак уперше термін ***хімічна диференціація*** використав і дав його чітке формулювання Л. Пустовалов лише в 1940 р. Хімічну диференціацію він фактично зводив до послідовного випадіння зі шляхів міграції сполук у порядку зростання їхньої розчинності (рис. 2.6), тобто геохімічної рухливості. Зокре-

ма, ще на континенті зі шляхів міграції випадає головна частина розчиненого ***заліза,*** а більш розчинні сполуки ***манґану*** зміщені в бік моря, і їхні головні родовища (***Нікополь, Чіатура, Лаба, Мангишлак, Східний Урал*** та ін.) приурочені не до континентальних, а до прибережно-морських осадів, де вони часто асоціюють з кремнеземом (спонголітами). Головна маса ***кремнезему*** також випадає не на суходолі, а в прибережній зоні моря, більше зволоженій порівняно з манґановою, утворюючи ***діатоміти, радіолярити, спонголіти, трепели, опоки***. ***Частина кремнезему зв'язується зі сполуками заліза і глиноземом, унаслідок чого утворюються силікати заліза (глауконіт, шамозит*** та ін.), у яких нерідко переважає двовалентне залізо, рухливіше, ніж його тривалентна форма. Якщо ***глауконіт*** частіше пов'язаний з піщаною фацією осадів, то ***шамозит*** – з алевритовою, а ***сидерит*** (уже тільки двовалентне залізо) – з глинистою. На певній відстані від берега випадає $CaCO_3$, що доведено його змішуванням з найтоншими продуктами механічної диференціації – глинистою речовиною (***мергелі)***, та наявністю на певній відстані від берега ***зони чистих вапняків***. Отже, тут вичерпується потік теригенної речовини навіть у найрухливішій формі. Оскільки ***сполуки*** Mg в карбонатній формі більше розчинні, ніж сполуки Ca, то вони повинні випадати після вапна, що й визначає їхнє місце у ряду рухливості. Це ***доломіт,*** який головно осаджується за підвищеної солоності. З подальшим зростанням солоності ***осаджуються гіпс, або ангідрит, а потім хлориди – галіт та інші сульфатно-галоїдні солі –*** K, Mg, Na.

Л. Пустовалов [107] ***простежив підтвердження своєї схеми хімічної диференціації у верхньопермських відкладах східної частини Східноєвропейської платформи*** (див. рис. 2.6). Окрім того, він максимально обґрунтував це хімічними даними. В. Фролов [138] писав з цього приводу, що ***вперше незрозумілий калейдоскоп осадових утворень отримав чітке обґрунтування, і у ньому відкрилась своя логіка, а геологи-практики розробили метод розшуків родовищ корисних копалин***. ***Позитивне значення ідей і схеми осадової хімічної диференціації Л. Пустовалова для становлення літології і всієї геології важко пере-***

Рис. 2.6. Схема хімічної диференціації, за Л. Пустоваловим, [107]

оцінити. У підручниках з корисних копалин її наводять дотепер. Детальнішу інформацію щодо схеми осадової диференціації див. у додатку Х.

У хімічній диференціації треба розрізняти дві фази:

1) ***випадіння з розчину речовини у тверду фазу;***
2) ***перехід із шляхів міграції речовини в осад – власне нагромадження, або седиментацію.***

Загалом ***нагромадження речовини визначене кліматом, рельєфом і тектонічними умовами, властивостями самої речовини і фізико-хімічними умовами (pH, Eh, концентрація речовини, її склад*** та ін.***), формами перенесення, біосом та органічною речовиною взагалі, режимом і швидкістю седиментації, розведенням іншими компонентами (інтеграцією), сингенезом,*** тощо.

З урахуванням багатьох цих чинників, ***М. Страхов*** [127] ***запропонував окремі схеми диференціації для гумідного та аридного типів седиментогенезу*** (рис. 2.7). Він розрізняв ***кларкові та рудні концентрації речовини в осадах,*** які часто мають різні закони розподілу і способи нагромадження. ***Фаціальний профіль аутигенного осадоутворення гумідного типу починається з бокситів на континентах і в прибережній зоні. Рудні нагромадження*** Fe, P, Mn, ***доломітів, вапняків,*** також переважають у прибережній зоні моря або шельфу взагалі. На зовнішню частину шельфу і верхню частину материкового схилу припадають максимуми нагромадження ***кременевих порід (спонголіти, діатоміти, радіолярити)*** та ***горючих сланців.*** Усі кларкові нагромадження мають максимуми в центральних частинах океанів і морів, причому для вапна вони стають породотвірними (***коколітові, форамініферові і птероподові мули***).

Хоча послідовність багатьох осадів у схемі М. Страхова [127] повторює схему хімічної диференціації Л. Пустовалова, ***помітні й суттєві відмінності. По-перше, у ній показані початкові утворення – вугілля та боксити, а також фосфорити і горючі сланці. По-друге , наведено декілька максимумів для бокситів, горючих сланців, силіцитів і вапняків,*** причому максимум нагромадження вапняків зміщений до берега порівняно з кременевим і

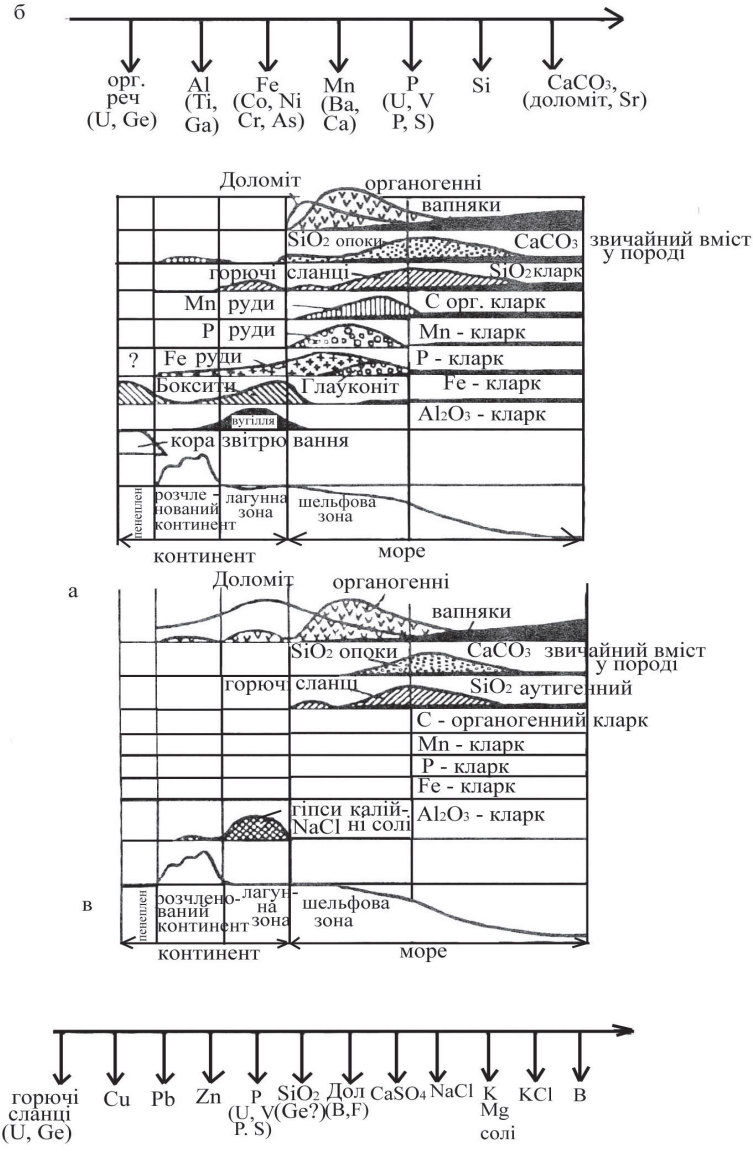

Рис. 2.7. Загальний фаціальний профіль аутигенного осадоутворення у вологому (*б*, *а*) і посушливому (*в*) кліматі, за М. Страховим [124]

збігається із залізорудним. ***По-третє, послідовність випадіння доломітів і вапняків інша;*** перші осаджуються раніше, ще в лагунній області, а не так, як це показано на схемі Л. Пустовалова [107]. Загалом ***складніша картина диференціації біохемогенних осадів є правильнішою, реалістичною і відображає багатофакторність седиментогенезу.*** У гумідній зоні седиментогенез незавершений: не все, що мобілізовано з кори звітрювання або подане гідротермами, випадає у вигляді осадів. ***За великої кількості опадів найрозчинніші сполуки – сульфати і галоїди, а також значна частина карбонатів – залишаються у гідросфері, поповнюючі її сольовий склад.***

У посушливому кліматі схема диференціації інша (див. рис. 2.7, *б*). Нема ***гумідної рудної тріади*** (Al, Fe, Mn), ***однак розвивається своя, міднополіметалева*** (Cu, Pb, Zn) ***рудна тріада,*** що характерна для червоноколірних формацій. Правда, ***вони майже не утворюють порід, і рудний компонент є невеликою домішкою до карбонатних, глинистих або піщаних порід.*** Проте внаслідок низьких кондицій вони все ж таки є ***крупними покладами руд типу мідистих пісковиків*** та інших рудних формацій. ***Рудних концентрацій досягають горючі сланці, кременеві й особливо карбонатні осади, а також фосфорити,*** які не зазначені в схемі М. Страхова. І тут доломіт зміщений щодо вапнякових осадів у лагунну зону, хоча в докембрії і нижньому палеозої він нагромаджувався й у центральній частині морів, очевидно, все ж обмежених, неокеанічних розмірів. Ще ближче до континенту ***утворюються солі – сульфатоліти та хлориди,*** хоча вони нагромаджують не лише в типово лагунній, а й у центральній частині невеликих морів. Утворення ***фосфоритів у аридній зоні не поступається за масштабами гумідним фосфоритам*** і відбувається в затоковій та протоковій частинах неглибоких наплитних морів, які були типові для Північної Африки в пізню крейду та палеоген (Марокко, Алжир, Туніс та ін.). ***Осадовий процес у посушливих областях є повністю завершеним: усе, що мобілізовано, випадає в осад, включаючи й найрозчинніші сполуки.***

Осадова хімічна диференціація вулканічних або гідротермальних областей (рис. 2.8) – самостійний тип, що відрізняється

від гумідного ряду іншим набором сполук і зворотною геохімічною зональністю: ***біля виходу джерел часто відкладаються закисні,*** наприклад ***сульфідні, сполуки,*** а зі збільшенням їхнього рознесення вони щораз більше ***окиснюються. Ряд закінчується оксидними формами***, наприклад, ***лімонітовими рудами і залізо-манґановими конкреціями та кірками***. Залізо-манґанові конкреції формуються як на кларковому, так і на аномально підвищеному фоні цих нагромаджень. ***Між фацією сульфідів*** Fe, Cu, Pb, Zn ***та інших металів, арсенідів і сурм'яних сполук та окисною фацією*** розташовані, часто дуже тісно на невеликому просторі (кілометри, перші десятки кілометрів), ***фації сірки (або сульфуритів), сульфатів, каоліну, опалітів (трепели, порцеланіти, кремені, яшми).*** Однак часто, зазнаючи розведення поверхневою водою, гідротермальні винесення розчинів знеособлюються в загальному сольовому складі гідросфери.

Біогенна диференціація – це ***вибіркове перетворення розчинених і газоподібних компонентів у мінеральні скелетні утворення чи органічні тканини внаслідок життєдіяльності організмів***. Цей вид диференціації отримав завершення і матеріальне вираження лише в сприятливій фізико-хімічній обстановці. У несприятливих ***умовах біогенні осади можуть повністю розчинятися і розкладатися.***

Фізико-хімічна диференціація характерна для колоїдного матеріалу. Вона відбувається у водному середовищі під впливом фізико-хімічних сил, які зумовлюють збільшення частинок унаслідок коагуляції колоїдних розчинів і сорбції. Розподіл колоїдного

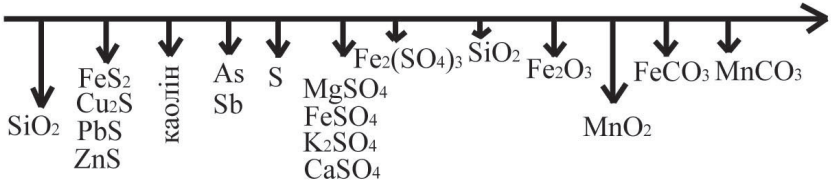

Рис. 2.8. Схема хімічної диференціації речовини у вулканогенно-осадовому літогенезі, за В. Фроловим [138]

матеріалу, який випав у осад в басейні седиментації, контрольований чинниками механічної диференціації.

Умовно виділяють п'ять етапів осадової диференціації. Перший – відокремлення розчиненої речовини від залишкових продуктів звітрювання, другий – подальше відокремлення осадового матеріалу і накопичення відкладів делювію, пролювію, алювію, дельт. Перші два етапи відбуваються у поверхневих умовах (схилово-долинний етап літогенезу). ***Диференціація завершується в басейні седиментації.*** На ***третьому етапі виникає розсортування уламкового матеріалу –*** відокремлення валунів, гальки, піску й алевриту один від одного і від глинистої речовини; ***на четвертому етапі виділяються важкорозчинні сполуки*** Fe, Al, Mn та інших елементів***. Осадження і розчинення легкорозчинних солей (п'ятий етап диференціації) відбувається лише в солеродних басейнах різного масштабу.*** Разом з диференціацією проходить ***інтеграція –*** змішування осадового матеріалу різного розміру і різного складу, який надходив з різних джерел знесення завдяки змінам динаміки седиментації, а також одночасному осадженні уламкової, хемогенної і біогенної речовини. Важливішу роль в утворенні осадів змішаного складу відіграють процеси лавинної седиментації.

2.7. Осадове рудоутворення

Теорія утворення осадових корисних копалин розроблена М. Страховим [127] на прикладі гумідного літогенезу. ***Осадові руди є або породами, що значно чи цілком складені корисними копалинами (рудою), або осадовими породами, у яких корисний компонент є незначною домішкою до "пустої" породи. До першого типу*** часто належать руди елементів з порівняно високими кларками, наприклад, Al, Fe, Mn, K, Na, P ***(боксити, залізні та манганові руди, солі, фосфорити), до другого –*** руди елементів з

низькими кларками, наприклад, Cu, Pb, Zn , Au, U та ін. Такими є ***мідисті пісковики, золотоносні конгломерати, ураноносні вапняки.***

Відповідні підрахунки свідчать про те, що в ***рудах,*** тобто ***у сконцентрованому вигляді, скупчені мізерні кількості елементів*** (від 0,000001 до 0,001 долі) ***від їхнього загального розсіяного вмісту в земній корі. Головна форма наявності елементів у природі – розсіяна (кларкові вмісти).*** Лише зрідка ***процеси осадової диференціації призводять до утворення рудних нагромаджень,*** які на відміну від кларкових концентрацій, є випадками, що лише зрідка виникають у розрізах осадових товщ. Якщо елементи в розсіяній формі наявні майже повсюди, ”просочують” усі осадові породи, ***то рудні сполуки – це порівняно малі й дуже малі, з геологічного погляду, тіла, які мають локальне поширення.***

Між рудними нагромадженнями (осадові руди) і розсіяними (кларковими) вмістами елементів (звичайні осадові породи) ***є низка перехідних типів порід.*** Це так звані ***бідні руди***, ***забалансові руди, породи з підвищеним вмістом рудного компонента*** та інші аж до звичайних порід з кларковим вмістом елемента. М. Страхов уважав, що ***ареали поширення порід з підвищенням вмісту рудних компонентів фіксують області недорозвиненого (”зародкового”) рудоутворення.*** Характерно, що ***чим ближче вміст в осадових породах рудного компонента до кларкового, тим частіше такі породи трапляються в природі і тим більша маса елемента сконцентрована в ”зародкових” рудних полях.*** Відомо, що ***зі зниженням кондицій на руду кількість площ, які можна зачислити до промислово рудоносних і де загальні запаси осадової корисної копалини нагромаджені у низькокондиційних рудах, різко зростають.***

Отже, між ***звичайним процесом літогенезу, що формує осадові породи з кларковими концентраціями рудних елементів, і рудним літогенезом, який призводить до утворення осадових руд, принципових відмінностей немає***. Обидва ці процеси завжди пов’язані ланцюгом переходів і є двома складовими одного природно-історичного феномена осадової диференціації речовини, яка мігрує в зоні осадонагромадження. ***Терміни ”руда”, ”рудне***

накопичення" є суто економічними, і їх використовують для позначення порід, у яких важливі для нас компоненти містяться в таких сполуках і концентраціях, за яких їхнє промислове використання технічно можливе та економічно доцільне. Інакше кажучи, ***осадове рудоутворення є природним процесом утворення осадових порід, що підлягають законам літології.*** Посилення або послаблення певних чинників осадонагромадження призводить до того, що в одному випадку утворюються осади з різко підвищеним промисловим вмістом рудного компонента, а в інших – з кларковим [6, 37, 104, 111, 116, 138].

Прогноз і оцінка тієї або іншої території з погляду можливості виявлення в її межах певних осадових корисних копалин та розшуки відповідних родовищ є неможливими без знання законів, що керують утворенням осадів і осадових порід.

Серед чинників, що впливають на процеси утворення родовищ осадових корисних копалин у гумідному літогенезі, М. Страхов [127] назвав перш за все ***необхідність різкого підвищення інтенсивності осадження рудного компонента.*** Власне сумарний процес осадження за багато років приводить до утворення рудного прошарку або шару (пласта). ***За допомогою яких джерел може відбуватися інтенсифікація осадження рудного компонента?***

Для малорухомих елементів, що мігрують у формі суспензій або колоїдів, наприклад, для Al, Fe, Cu, Pb, Zn та інших елементів, ***головним джерелом підвищення інтенсивності їхнього осадження може слугувати лише різке посилення привнесення їх з континенту,*** оскільки загальні "запаси" цих елементів у водах басейну осадонагромадження за їхньої низької розчинності є незначними. ***Манґан, мідь, цинк, свинець можуть потрапляти у воду басейну і в зонах виходу на поверхню гідротермальних металоносних розчинів***.

Інша ситуація з ***добре розчинними елементами***, що мігрують у формі іонних розчинів та наявні в достатньо великих кількостях у водній масі басейнів. ***Інтенсифікація осадження фосфатів, карбонатів, кремнезему (організмами або хемогенна), а в аридних зонах сульфатів і хлоридів Ca, Na, K*** та ***Mg відбувається***

шляхом мобілізації речовини, розчиненої у воді басейну осадонагромадження, а не завдяки прямому збільшенню надходжень компонентів з континенту.

Важливим чинником процесу осадового рудоутворення, на думку М. Страхова [127], ***є сприятливі палеогеографічні умови осадонагромадження***. В областях гумідного клімату, у водоймах з активним гідродинамічним режимом (інтенсивні течії, хвилювання тощо) рудні компоненти, які мігрують у завислій формі або колоїдах, завдяки інтенсивним рухам водної маси розносяться по всій площі дна басейну, розсіюючись до кларкових або слабкопідвищених конценрацій. ***Для утворення рудних накопичень таких компонентів необхідною умовою є знижена гідродинамічна активність середовища в прибережних частинах басейнів, де ці компоненти випадають в осад.*** Отже, ***найсприятливішою, з палеогеографічного погляду для гумідного рудоутворення буде зона басейну з обрізаною береговою лінією, бухтами, затоками, архіпелагами островів, тобто зона, з якої винесення випалих в осад уламкових і колоїдних рудних компонентів у відкриті пелагічні частини басейну седиментації максимально затруднене.***

Для високорухомих розчинних компонентів, наприклад, ***сульфатів і хлоридів*** Ca, Na, K і Mg, палеогеографічними умовами, що сприяють формуванню рудних нагромаджень, є перш за все ***аридизація клімату й утворення басейнів або їхніх ділянок, водообмін яких з океаном утруднений, або його взагалі нема***. Власне за таких умов утворюються ***родовища гіпсу або різноманітних солей.***

Однією з визначальних умов процесу рудоутворення в гумідному літогенезі є ***різке послаблення транспортування уламкового матеріалу з континенту в басейн седиментації.*** Навіть за значного посилення транспортування до осаду рудного компонента та за наявності зниженої гідродинамічної активності середовища позитивний вплив цих чинників буде зведений нанівець процесом різкого розведення корисного компонента, що осаджується, за допомогою уламкової безрудної маси, яка надходить з континенту.

Важливу роль в утворенні родовищ осадових корисних копалин у низці випадків може відіграти неодноразове перемивання рудного осаду в процесі його формування. За умови перемивання осаду, якщо рудні компоненти сконцентровані у крупній фракції або якщо вони відрізняються великою густиною, винесення тонких, алевритових та глинистих часток може призвести до значного збагачення пласта рудними компонентами. ***Виняткове значення мають процеси перемивання, особливо в поєднанні з сортуванням уламків за густиною, для створення крупних скупчень уламкових рудних компонентів.*** Такими є, наприклад, ***пляжні розсипні родовища каситериту, алмазів, золота, циркону, ільменіту, рутилу*** та багатьох інших цінних мінералів. ***Процес перемивання осаду може діяти,*** очевидно, ***і як гальмувальний,*** якщо рудний компонент наявний в осаді у тонкодиспергованому стані. ***У цьому випадку рудна складова може виноситися з осаду, послаблюючи процес рудоутворення.***

Отже, на думку М. Страхова [127] ***рудоутворення у гумідних зонах перебуває під впливом п'яти чинників:***

$$P = f(\alpha,\beta,\gamma,\delta,\varepsilon),$$

де α ***– інтенсивність хіміко-біогенного осадження рудного компонента, зумовлена в одних випадках локально різко посиленим надходженням його з берега, в інших – посиленим використанням запасів його у водній масі басейну;*** β ***– вплив гідродинамічного режиму і палеогеографії району посиленого осаджування рудного компонента;*** γ ***– дія розведення принесеним з берега теригенним матеріалом;*** δ ***– додатковий концентрувальний вплив процесів перерозподілу речовин в діагенезі рудного осаду;*** ε ***– перемивання рудного пласта з винесенням із нього тонкодисперсного теригенного матеріалу.***

Загалом ***утворення родовищ осадових корисних копалин можливе лише за сприятливого поєднання розглянутих головних чинників***. ***Якщо ці чинники діють "у різнобій" або хоча б один з них виявляється у несприятливій для нагромадження рудних компонентів формі***, ми ***будемо мати вже кларкове осадонагромадження або "зародкове" рудоутворення.*** Вивчення

палеогеографії давніх басейнів і особливостей процесів осадонагромадження, що в них відбувалися, дає змогу виконувати ***генетично обґрунтований прогноз осадових рудних накопичень.***

У загальних рисах ми розглянули утворення руд у процесах осадової диференціації речовини в басейнах осадонагромадження. ***Однак у ході перетворення осадів у породи та в період існування осадових порід на земній корі, тобто у процесах діа-, ката- і метагенезу в них відбуваються різноманітні фізико-хімічні процеси, які супроводжуються мінералоутворенням, мобілізацією і перерозподілом різноманітних компонентів у породах. Такі процеси у низці випадків також призводять до формування в осадових товщах родовищ корисних копалин.***

Контрольні питання

1. Роль вулканізму в перенесенні матеріалу.
2. Роль вітру в перенесенні пухкого матеріалу.
3. Перенесення матеріалу в морських басейнах.
4. Перенесення матеріалу тимчасовими водними потоками.
5. Осади пустель.
6. Зміни продуктів звітрювання у шляхах міграції.
7. Осади озер та боліт.
8. Осадження пухкого матеріалу в басейнах седиментації.
9. Осадження розчинних речовин у басейнах седиментації.
10. Хімічна осадова диференціація та її значення в літогенезі.
11. Механічна осадова диференціація.
12. Солоність морської води та її вплив на осадонагромадження.

13. Вплив pH і Eh морської води на формування осадів.
14. Гази у морській воді та її вплив на процеси осадоутворення.
15. Температура та тиск у морях і океанах, їхній вплив на формування осадів.
16. Роль клімату в процесах формування осадових порід.
17. Осади шельфу і корисні копалини в них.
18. Літолого-фаціальні профілі М. Страхова.
19. Поняття про типи літогенезу.
20. Загальна характеристика процесів седиментації.

ДОДАТКИ

І. Властивості, структура та різновиди води

Вода є найпоширенішою на Землі речовиною. Вона вкриває понад 3/4 поверхні земної кулі. Вода має дуже важливе значення в житті всього живого на нашій планеті. Життєдіяльність будь-якого організму забезпечують хімічні і біохімічні процеси, які відбуваються у водному середовищі. Не випадково воду разом з повітрям у старожитні часи вважали одним з перших елементів світу та основою життя взагалі.

Вода в природі існує у трьох агрегатних станах: газоподібному (пара), рідкому і кристалічному (лід).

Природна вода завжди містить різні домішки. Здебільшого це розчинені у воді солі, гази, інколи кислоти; часто у воді є речовини, які в ній не розчиняються, а перебувають у вигляді суспензії.

Чиста вода – це безбарвна прозора рідина, густина якої є максимальною за температури +4 °С – 1,00 г/см^3. Зі зниженням температури густина води зменшується, тому лід плаває на

поверхні води. Точка замерзання води за тиску 101 кПа (1 атм) становить 0 °С, точка кипіння – +100 °С. Вода має аномально високу теплоємність: 4,17 Дж/(г • К); теплота танення льоду за температури 0° С дорівнює 333,98 Дж/г, теплота випаровування за температури 100 °С – 2 253 Дж/г.

Завдяки аномально високим теплоті танення льоду, теплоті випаровування і теплоємності вода є регулятором температури на Землі.

Молекули води мають "кутасту" будову. Атоми, що входять до складу молекули, розміщені у формі рівнобедреного трикутника, в основі якого – два протони, а у вершині – ядро атома кисню.

Атом кисню молекули води перебуває у стані sp^3-гібридизації, і саме тому валентний кут НО—Н у молекулі H_2O (104,5°) подібний до тетраедричного (109,5°). У молекулі води тільки чотири (дві пари електронів) з восьми електронів займають гібридизовані sp^3-орбіталі атома кисню, утворюючи зв'язки О—Н. Водночас дві інші пари електронів залишаються неподіленими. Вони зміщені щодо ядра атома кисню й утворюють два негативно заряджені полюси. Електрони, що утворюють зв'язки $O^{-0,33}$—H^{+33}, зміщені до атома кисню, тому атоми водню набувають ефективних позитивних зарядів. Отже, молекули води полярні. Довжина зв'язків О—Н становить 0,1 нм, відстань між ядрами атомів водню дорівнює 0,15 нм.

Молекулярна маса H_2O, яка перебуває у пароподібному стані, становить 18, що відповідає найпростішій формулі води. Експериментальним визначенням молекулярної маси водяної пари за різних температур з'ясовано, що навіть у точці температури кипіння молекулярна маса водяної пари більша, ніж 18. Це свідчить про здатність молекул води до полімеризації або асоціації. Саме цим можна пояснити високі температури кипіння та велику густину води. Утворенням найщільніших асоціатів води за температури 4 °С пояснюють її найбільшу густину за цієї температури. Під час нагрівання асоціанти починають розщеплюватись, тому за температури 4 °С густина води зменшується.

У разі зниження температури від 4 °С утворюються пухкіші, хоч і складніші, асоціанти, і густина води також зменшується.

Молекули H_2O в кристалічних ґратках льоду сполучені між собою водневими зв'язками. Кристалічна структура льоду далека від щільного упакування; густина льоду становить 0,9 г/см^3.

Рентгеноструктурним аналізом води визначено, що в рідкій воді залишаються фрагменти структури льоду.

Саме наявністю елементів кристалічних ґраток, а також значним дипольним моментом молекул води зумовлене дуже важливе значення відносної діелектричної проникності води **ε**: за температури 25 °С вона становить 79,5. Завдяки цьому всі іонні сполуки дисоціюють у водних розчинах; взаємодія між зарядженими частинками у водному середовищі приблизно у 80 разів слабша, ніж у вакуумі.

Відомо, що вода здатна випаровуватись за будь-яких температур. Цей процес може тривати доти, доки не усталиться рівновага (простір стає насиченою парою). Кожній температурі відповідає певний частковий тиск (пружність) утвореної над водою пари незалежно від того, який газ перебуває у надводному просторі.

Під час нагрівання води в повітрі пружність її пари зростає доти, доки не досягне атмосферного тиску (101,3 кПа, рис. І.1, крива О А); за цієї умови вода закипає (100 °С). Під час кипіння випаровування відбувається не лише з поверхні, а й з усієї маси води. Якщо вода перебуває під тиском нижче, ніж атмосферний, вона закипає за нижчої температури.

Випаровування відбувається з поверхні льоду так само, як і з поверхні рідкої води. Ось чому товщина шару снігу в морозну погоду зменшується зі зниженням температури, саме тоді спостерігають зниження пружності пари над льодом (див. рис. І.1, відрізок ОВ). Температура танення льоду залежить від тиску (крива ОС). Точку О, якій відповідає рівновага трьох агрегатних станів води, називають потрійною. Діаграму, що відображає стан речовини залежно від умов, називають діаграмою стану.

Діаграма стану води (див. рис. І.1) розділена на три частини: рідка вода, лід і пара. На діаграмі показано стани води, які термодинамічно стійкі за певних значень температури і тиску.

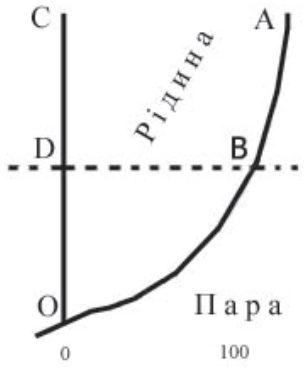

Рис. І.1. Діаграма стану води

З хімічного погляду вода є дуже стійкою сполукою. Водяна пара починає розкладатися на водень і кисень за температури понад 1 000 °С. Цей процес (термічна дисоціація) відбувається з поглинанням великої кількості теплоти. Навіть за температури 2 000 °С ступінь термічної дисоціації води становить лише 2 %.

Водночас вода досить хімічно активна. Вона реагує з активними металами з виділенням водню, з оксидами багатьох металів і неметалів, утворюючи основи і кислоти, з деякими активними неметалами (з утворенням кисневмісних і безкисневих кислот):

$$2K + 2H_20 = 2KOH + H_2T;$$

$$8O_3 + H_2O = H_2O_{25};$$

$$2P_2 + 2H_2O = 2H_2P_2 + O_2T;$$

$$Cl_2 + H_20 = HCl + HClO.$$

Під час взаємодії деяких кислот, основ, солей з водою можуть утворюватися кристалогідрати ($KOH \cdot H_2O$; $H_2SO_4 \cdot 2H_2O$; $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ тощо).

Вода, що входить до складу різних сполук, має різну природу. Розрізняють ***конституційну, кристалізаційну та гігроскопічну воду***.

Конституційна вода є в складі речовин, які в разі зневоднення змінюють хімічну природу. Зокрема, у разі зневоднення $Ca(OH)_2$ утворюється нова речовина — оксид.

Унаслідок відщеплення ***кристалізаційної*** води хімічна природа сполуки не змінюється, лише дещо змінюються хімічні властивості сполуки. Зокрема, у разі відщеплення води від кристалогідрату $CuSO_4 \cdot 5H_2O$ змінюється його забарвлення, однак сіль залишається сіллю.

Гігроскопічна вода хімічно не зв'язана з відповідними сполуками, тому вилучення її зі сполуки не викликає жодних хімічних змін.

Унаслідок тривалого електролізу води можна видобути воду з трохи вищою густиною, ніж звичайна, а з часом видобути воду, що має молекулярну масу 20, так звану важку воду. Важку воду вперше видобули 1933 р. Дж. Льюїс та Р. Макдональд. Вона утворює сполуку кисню з нуклідом водню – дейтерієм $^2_1$ H, тобто D_2O.

У природній воді міститься всього 0,02 % важкої води; щоб видобути 1 кг води, потрібно розкласти близько 170 т звичайної води. Важку воду часто застосовують в атомній енергетиці. Вона є також джерелом дейтерію для наукових досліджень.

Хімічні властивості важкої води такі самі, як і звичайної, а фізичні дещо відрізняються. Густина важкої води за температури 25 °С становить 1,1 г/см^3, замерзає вона за температури +3,8 °С, кипить за температури +101,4 °С. Солі у важкій воді розчиняються гірше, ніж у звичайній, тому хімічні й біологічні процеси в ній сповільнені.

Не згадуючи про ***величезну роль води, як потужного хімічного реагента, зазначимо, що не менш значну роль відіграє вона як середовище більшості хімічних реакцій.*** Наприклад, реакція окиснення сухих речовин відбувається набагато повільніше, ніж за наявності вологи. Загальновідомо, що вироби із заліза в сухому приміщенні майже не іржавіють. Проте варто їх трохи зволожити, як поверхня металу вкриється плямами або навіть кіркою іржі.

II. Розчини та фактори розчинності речовин

Розчинами називають гомогенні термодинамічно стійкі системи змінного складу з двох і більше компонентів. Вони бувають газоподібними, рідкими і твердими.

Найбільше практичне значення мають рідкі розчини, оскільки в них відбувається більшість реакцій.

Розчин складається з розчинених речовин і розчинника, тобто середовища, в якому ці речовини рівномірно розподілені у вигляді молекул або йонів. Компонент, агрегатний стан якого не змінюється під час утворення розчину, ***прийнято вважати розчинником.*** Якщо ж розчин утворюється внаслідок змішування газу з газом, рідини з рідиною, твердої речовини з твердою, ***розчинником вважають компонент, кількість якого переважає.***

Процес утворення розчину є проміжним між хімічним і фізичним процесами. Склад розчинів у певних межах концентрацій, температур і тиску може змінюватись безперервно. Оскільки розчини не мають сталого складу і до них не можна застосувати закони стехіометрії, то вони наближаються до механічних сумішей. Однорідність, значні об'єми й енергетичні ефекти, що супроводжують процес розчинення багатьох речовин, наближають розчини до хімічних сполук.

Процес переходу речовини, яку розчиняють, у товщі розчинника, ***називають розчиненням***. Розчинення відбувається згідно з законами дифузії. Цей процес не є результатом простого механічного змішування. Розчинення речовин ***супроводжується виділенням теплоти (екзотермічний процес) або поглинанням теплоти (ендотермічний) та зміною об'єму***.

У процесі розчинення частинки речовини, що розчиняється, утворюють з молекулами розчинника порівняно нестійкі сполуки, які часто мають змінний склад і які називають ***сольватами*** (якщо розчинником є вода, – ***гідратами***) [81].

Під час розчинення речовини відбуваються такі процеси:

зв'язок між частинками (молекулами, атомами, іонами) в речовині, яка розчиняється, та розчиннику руйнується, що супроводжується поглинанням теплоти; одночасно утворюються сольвати, внаслідок чого виділяється теплота; далі відбувається розподіл сольватованих частинок речовини, що розчиняється у розчиннику, це супроводжується поглинанням теплоти. Загальний тепловий ефект процесу розчинення буде позитивним або негативним залежно від того, що переважатиме: тепловий ефект сольватації частинок чи сума теплових ефектів дифузії і руйнування зв'язків між частинками речовини, яка розчиняється.

Процес розчинення речовини міг би тривати до повного розчинення будь-якої її кількості, якби одночасно не відбувався **зворотний процес – кристалізація**. У зв'язку з перебігом процесу кристалізації процес розчинення відбувається доти, доки не усталиться динамічна рівновага, за якої за одиницю часу розчиняється стільки молекул речовини, скільки їх кристалізується з розчину.

Розчин, що перебуває у стані рівноваги з надлишком речовини, яка розчиняється, ***називають насиченим***. У практиці здебільшого використовують ненасичені розчини.

До ***ненасичених розчинів*** належать такі, у яких розчинена речовина, яку додають, може ще розчинятися. Насиченим же розчином називають такий, у якому розчинена речовина за цих умов більше не розчиняється.

Мірою розчинності речовини за певних умов є концентрація її насиченого розчину [110].

Розчинність різних речовин у воді різна. Якщо в 100 г води розчиняється понад 10 г речовини, то вважають, що ***речовина добре розчинна,*** якщо менше 1 г – ***малорозчинна,*** а якщо менше 0,01 г речовини – ***практично нерозчинна.***

Часто розчинність виражають кількістю одиниць маси безводної речовини, що насичує за певних умов 100 одиниць маси розчинника, і називають цю величину ***коефіцієнтом розчинності***. Розчин, у якому розчиненої речовини міститься більша кількість, ніж її може розчинятися за цих умов, ***називають пересиченим***.

На розчинність речовин впливає температура. З підвищенням температури тверді речовини розчиняються ліпше, а гази, зазви-

чай, гірше. Рідини займають проміжне положення. Такі кристалічні речовини, розчинність яких з підвищенням температури зменшується, трапляються зрідка. Зокрема, це стосується гіпсу $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Якщо нагрівати гіпс і підвищити температуру більше ніж **35 °C**, то розчинність цього мінералу у воді зменшиться.

На рис. II.1 показано залежність розчинності деяких солей у воді від температури. Як бачимо, з підвищенням температури розчинність більшості солей зростає. Розчинність хлориду натрію мало змінюється зі зміною температури.

Взаємна розчинність рідин з підвищенням температури збільшується доти, доки не буде досягнуто температури, за якої обидві рідини змішуються в будь-яких співвідношеннях. Це стосується

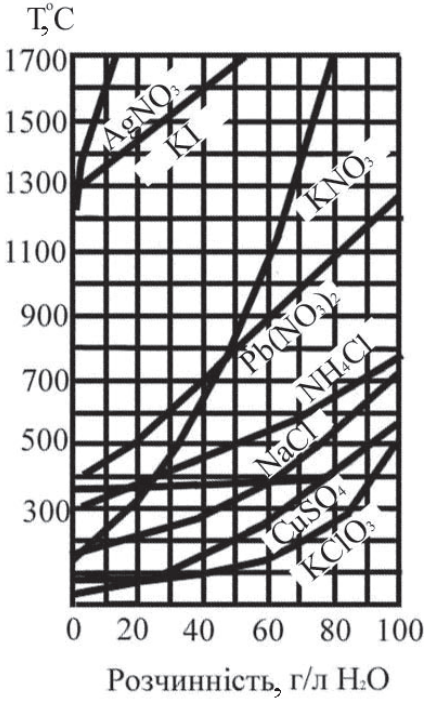

Рис. II.1. Залежність розчинності деяких солей у воді від температури

рідин, для яких характерна обмежена розчинність (бензол з водою, діетиловий ефір з водою тощо). Температуру, за якої обмежена взаємна розчинність рідин переходить у безмежну, називають **критичною.**

Розчинність твердих речовин практично ***не залежить від тиску***. Взаємна розчинність рідин мало залежить від тиску і помітно зростає лише в разі дуже високих тисків.

На розчинність газів у воді значно ***впливає температура.*** Процес розчинення газів у воді є екзотермічним, тобто з підвищенням температури розчинність газів зменшується. Трапляються випадки, коли розчинення газів у органічних розчинниках супроводжується поглинанням теплоти; у цьому разі з підвищенням температури розчинність газів зростає.

Найсильніше впливає на розчинність газів тиск. Залежність розчинності газу від тиску виражає ***закон Генрі: маса газу, що розчиняється за сталої температури у заданому об'ємі рідини, прямо пропорційна до парціального тиску газу.*** Закон Генрі математично можна записати так:

$$c = kp,$$

де c – масова концентрація газу в насиченому розчині; p – парціальний тиск; k – коефіцієнт пропорційності (**константа Генрі**).

Зрозуміло, що об'єм газу, який розчиняється за сталої температури в певному об'ємі рідини, не залежить від його парціального тиску. Цей наслідок, що випливає з закону Генрі, пояснюють співвідношенням між тиском і об'ємом газу згідно з **законом Бойля–Маріотта.**

Головним параметром стану розчину, крім температури і тиску, є його склад. Склад розчину можна кількісно виразити кількома способами. Відповідно до рекомендації ПОПАК, ***концентрацією розчиненої речовини (не розчину!) називають*** відношення кількості або маси розчиненої речовини до об'єму розчину; концентрацію виражають у ***молях на літр*** або у ***грамах на літр.***

Концентрація – це відношення неоднотипних величин. Відношення однотипних величин, наприклад відношення маси розчиненої речовини до маси розчину, називають ***часткою***.

Отже, склад розчину можна виразити як концентрацією, так і часткою розчиненої речовини.

Масова частка **–** це відношення маси розчиненої речовини до маси розчину. Масову частку виражають у частках одиниці або у відсотках (0,5 або 50 %) і позначають літерою Ω.

Молярна концентрація — це відношення кількості розчиненої речовини до об'єму розчину. Молярність виражають у молях на літр і позначають літерою М.

Молярна концентрація еквівалента – це відношення еквівалентної кількості розчиненої речовини до об'єму розчину. Молярну концентрацію еквівалента виражають у молях на літр і позначають літерою «н», а в формулах для обчислення – ***с***.

Кількісний склад розчину можна виражати через **моляльність – кількість молів розчиненої речовини, що міститься у 1 000 г розчинника.**

Іноді (на виробництві) склад розчину виражають через його ***густину.*** Для розчину кожної речовини, що має певну густину, характерний певний вміст цієї речовини. Густину розчину наближено визначають спеціальним приладом – ареометром. Знаючи густину розчину, за спеціальними таблицями можна визначити масову частку розчиненої речовини у відсотках.

Склад розчину можна також виражати титром**.** ***Титром називають*** кількість грамів розчиненої речовини, що міститься в 1 мл розчину. Якщо в 1 л сульфатної кислоти з концентрацією 1н міститься 49,04 г H_2SO_4, то титр цього розчину

$$Т_{н_2SO_4} = 49,04/1000 = 0,04904 \text{ г/л}.$$

Розчинність речовин часто виражають масою речовини, що міститься у 100 масових частках розчинника. Наприклад, розчинність хлориду натрію за температури 18 °С дорівнює 35,86 г у 100 г води.

Якщо реакції відбуваються між розчинами речовин, то їхній склад зручно виражати через **молярну концентрацію еквівалента**. У цьому разі легко обчислити, у яких об'ємних відношеннях треба змішати розчини, щоб розчинені речовини прореагували без залишку.

Основна перевага цих (0,1н, 0,0 1н і т. д.) розчинів полягає в тому, що розчини однакової концентрації реагують між собою в однакових об'ємних співвідношеннях. Наприклад, для нейтралізації 1 л 1н розчину хлоридної кислоти потрібно точно 1 л 1н розчину гідроксиду натрію, оскільки кожен із цих розчинів містить по одному еквіваленту речовини в 1 л.

Зрозуміло, що чим концентрованіший розчин ми маємо, тим у меншому об'ємі його міститиметься така сама кількість розчиненої речовини, як і в певному об'ємі більш розведеного розчину. Отже, між об'ємом розчину і його молярною концентрацією еквівалента існує обернено пропорційна залежність:

$$V_1/V_2 = c_{ек1}/c_{ек2} \text{ або } V_1 c_{ек1} = V_2 c_{ек2}.$$

За цією залежністю можна не тільки обчислювати об'єми розчинів, потрібні для проведення реакцій, а й за об'ємами розчинів, що беруть участь у реакції, визначати їхні концентрації.

Різні мінерали мають далеко неоднакову розчинність, що добре ілюструє табл. II.1.

Таблиця II.1

Деякі відомості про розчинність мінералів у воді

Мінерал (сполука)	Т, °С	Розчинність, г на 100 г води
Натрійова селітра	20	87,5
Галіт	"	36,0
Сильвін	"	34,0
Калійна селітра	"	31,7
Гіпс	"	0,24
Ангідрит	"	0,20
Магнезит	18	0,10
Целестин	20	0,011
Кальцит	25	0,0014
Арагоніт	"	0,0015
Вітерит	20	0,0022
Стронціаніт	"	0,0011
Барит	"	0,00023
Корунд	"	0,0001
Польовий шпат	"	Майже нерозчинний
Кварц	"	

Примітка. Тому що дані про розчинність мінералів у різних авторів суперечать одні одним, усі відомості поміщені в таблиці, стосуються синтетичних сполук.

Здатність до розчинення у мінералів зменшується із:

1) ***посиленням ковалентних зв'язків (найліпше розчиняються сполуки з атомними зв'язками);***
2) ***підвищенням валентності атомів;***
3) ***збільшенням координаційного числа іонів;***
4) ***зменшенням схильності сполуки до утворення кристалогідратів;***
5) ***зменшенням міжплощинних відстаней у структурі мінералів;***
6) ***збільшенням розмірів кристалів або частинок.***

III. Окисно-відновна межа

У нижніх шарах атмосфери вільний кисень трапляється повсюди, водночас поширення кисню в гідросфері й, особливо, літосфері досить обмежене. У гідросферу кисень потрапляє переважно з атмосфери і внаслідок фотосинтезу морських рослин, особливо фітопланктону. Кисень у водах споживають для дихання тварини та інші організми, а також він іде на окиснення різних речовин в осадах, частково мігрує до атмосфери у разі надлишку у верхніх шарах води. Зафіксовані випадки значного перенасичення морських вод киснем (до **350 %** у Азовському морі). Таке насичення та перенасичення киснем захоплює верхній шар океану (**0–500 м**). Нижче розташована зона кисневого мінімуму, яка особливо виражена у найпродуктивніших частинах океану. Глибина цієї зони досягає приблизно **1 500 м**. Ще нижче кількість розчиненого кисню знову зростає. Звичайно, у морських басейнах та океанах з нормальним газовим режимом кисню вистачає для дихання і життєдіяльності організмів на всіх глибинах. За свідченням відомого **акванавта Жака Пікара,** який у 50-х роках XX ст. опустився у батискафі на дно **Маріанської западини** (глибина близько 11 км), на цьому дні також є життя. В океанах існують так звані **халіста-**

тичні зони, які є винятком із цього правила. Таких зон є п'ять, і розташовані вони по обидва боки екватора в Атлантичному і Тихому океанах та з одного боку – в Індійському. **У цих зонах на глибинах 400–500 м вільного кисню майже немає**, однак глибше, у придонних шарах, його вміст зростає. Збагачення киснем придонних шарів океанічних вод пояснюють наявністю придонних течій, що течуть від полюсів до екватора і зумовлюють кругообіг води. Внаслідок цього холодні полярні води, насичені киснем, є щільнішими. Вони внаслідок низької температури опускаються на дно і заповнюють океанічні глибини. Як зазначено, у внутрішніх, ізольованих від океану, морях вміст O_2 у нижніх шарах води та западинах недостатній, а в окремих басейнах, таких як **Чорне море, фіорди Скандинавії** та інших, його зовсім немає, і води таких басейнів бувають насиченими сірководнем (так зване **сірководневе зараження**). У відкритому океані зон сірководневого зараження не виявлено, вони з'являються лише в областях дії **апвелінгів**. Залежно від розподілу кисню в морських водах відбувається і його концентрація у донних осадах. Якщо кисень є у воді, то він буде у верхніх шарах осадів, де внаслідок цього відбуватимуться процеси окиснення. У місцях, де морська вода поблизу дна бідна на кисень або не має його зовсім, осади також відчуватимуть його нестачу і тут переважатимуть відновні реакції.

За даними В. Степанова [123], щороку Світовий океан поглинає з повітря 54 млрд т, а виділяє 61 млрд т O_2. Отже, з океаносфери атмосфера щороку отримує 6 млрд т кисню. Кількість O_2, що його продукує щороку фітопланктон, оцінюють у **134 млрд т**. Унаслідок цього виявили, що в усіх океанах, крім Північного Льодовитого (**1,1 млрд т**), кількість фітопланктону майже однакова, млрд. т: в Індійському – **45,1**; Атлантичному – **49,7**; Тихому – **58,1**.

Усього у водах Світового океану розчинено 7,5 трлн т O_2, що у 158 разів менше, ніж в атмосфері; з них у Тихому – 42 % (3,16 трлн т), Атлантичному – 34,1 (2,557), Індійському – 21,8 (1,625), Північному Льодовитому – 2,1 % (157 млрд т). В океаносфері щороку переноситься близько147 млрд т розчиненого O_2. Відношення загального вмісту кисню до його кількості, яка переноситься щороку, становить близько **50**, що приймають за

швидкість обміну. У Тихому океані вона досягає **75**, Атлантичному – **51**, Північному Льодовитому – **41**, Індійському – **32**. Ці швидкості близькі до швидкості водообміну.

У літосферу кисень переміщається на деяку глибину разом з дощовими та іншими поверхневими водами. Просочуючись у товщу гірських порід, кисень досить швидко витрачається на життєдіяльність організмів і на окиснення закисних форм хімічних елементів та органічної речовини. Тому на порівняно невеликій глибині в літосфері немає вільного $\mathbf{O_2}$ ні у ґрунтових водах, ні в порах гірських порід. У горизонтах води та літосфери, де немає вільного $\mathbf{O_2}$, реакції окиснення можуть відбуватися лише завдяки кисню інших сполук. Тобто окиснення одних сполук відбувається разом з відновленням інших. Такі ***зони називають зонами відновлення.*** Межу між зонами окиснення і відновлення ***М. Кльонова назвала окисно-відновною*** [55].

Отже, положення окисно-відновної межі в зоні осадоутворення (як на континентах, так і у водоймах) може бути різним. В одних точках вона підіймається до поверхні й навіть виходить на неї (наприклад, у відслоненні незруйнованих магматичних порід), а в інших опускається до дна басейнів і часто вглиб осадів або на десятки чи сотні метрів у літосферу (у корах звітрювання та пористих породах). Положення цієї межі на континентах контрольоване рівнем ґрунтових вод. На рис. III.1 схематично зображено циркуляцію вод у пористих породах верхньої частини літосфери. Зону *а* називають зоною просочування. У ній вода фільтрується вниз майже вертикально і насичена різними газами, зокрема, киснем, унаслідок чого тут інтенсивно відбуваються процеси окиснення, а також розчинення і гідролізу мінералів. Для зони просочування характерне періодичне заповнення пор повітрям або водою чи тим та іншим одночасно. Це зумовлене зміною кількості атмосферних опадів. Зону *б* називають зоною витікання. Течія води в ній спрямована до місць виходу її на денну поверхню і проходить досить полого, майже в горизонтальному напрямі. У цих водах вміст кисню вже незначний. Пори у породах цієї зони постійно заповнені водою. Нижня межа зони звітрювання визначена за перетином рівня ґрунтових вод з денною поверхнею.

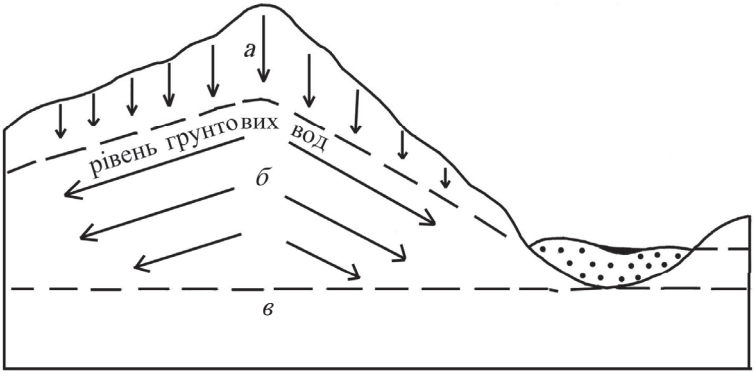

Рис. III.1. Схема фільтрації поверхневих вод у поруватих породах рельєфу, за М. Кльоновою [55]

Третю зону (*в*) називають зоною застійних вод. У ній вода майже не рухається і не містить у собі кисню, будучи насиченою всіма розчинними сполуками. Внаслідок цього води зони *в* майже не реагують з мінералами вмісних порід, бо перебувають з ними у стані рухомої рівноваги. Тут можливі лише повільні процеси гідратації та початкового гідролізу. Окисно-відновна межа звичайно є в зоні звітрювання ближче до її нижньої межі й змінюється відповідно до зміни рівня ґрунтових вод.

Положенню окисно-відновної межі багато авторів, зокрема, Л. Пустовалов [107], Г. Теодорович [133, 134] надають важливого значення в розвитку постседиментаційних процесів. За її положенням Л. Пустовалов описував дев'ять типово морських і шість континентальних геохімічних фацій: 1) сірководневу, 2) сидеритову, 3) шамозитову, 4) глауконітову, 5) фосфоритову, 6) окисну, 7) ультраокисну, 8) доломітову, 9) фацію "морських солей", 10) латеритну, 11) фацію ортштейнів (або "відбілювального звітрювання"), 12) пустель, 13) континентальних солей, 14) залізних руд, 15) вугілля.

Г. Теодорович розвинув учення про геохімічні фації і розробив **детальну класифікацію субаквальних фацій** [134], що ґрун-

тується на двох найважливіших параметрах середовища – **pH і Eh**. Якщо виділяти за кожним з цих параметрів по шість градацій – фацій, то в класифікаційній таблиці-матриці їх буде 36; у кожній клітинці список стійких за заданих значень pH і Eh мінералів.

За значеннями pH виділяють такі фації.

1. **Різко лужна, або содова,** pH>9, з характерними (стійкими) мінералами – сода–Na_2CO_3, Ca-монтморилоніт, менше магнезит, доломіт, кальцит, гейлюсит, сульфіди Fe. Сучасні приклади – содові озера затоки Сиваш та Кулундинського степу.
2. **Помірно лужна, або вапнякова,** з pH 9–8 (7,8), з $CaCO_3$, Ca-Mg-монтморилонітом, Mg-філосилікатами (палигорськіт, сепіоліт), менше доломіт (заміщення), анкерит, гіпс, галіт, сульфід Fe.
3. **Слабколужна, або галогенна і доломітів заміщення,** pH 8 (7,8)–7,2, з гіпсом, ангідритом, галітом, сильвіном та іншими солями, доломітом (заміщення), Mg-монтморилонітом, менше – FeS_2, $MnCO_3$, анкеритом, шамозитом, глауконітом, Ca-фосфатами, окисами Fe і Mn, ще рідше – з Al_2O_3.
4. **Нейтральна, або безкарбонатна,** pH 7,2–6,6, з глауконітом, шамозитом, менше з Mg-монтморилонітом, бейделітом, фосфатами, опалом, глиноземом, сидеритом, анкеритом, піритом, родохрозитом, рудами оксидів заліза і марґану.
5. **Слабкокисла, або галуазит-кременева,** pH 6,6–5,5 (5,0), колчеданисто-боксито-кременева, з галуазитом, глиноземом, алофанами, силіцидами, піритом та сульфідами міді, вівіанітом, торфом, частково з каолінітом.
6. **Кисла, або каолінітова,** pH 5,5 (5,0)–(2,1), з каолінітом, піритом, сульфідами міді та іншими, торфом, керченітом, кварцом, халцедоном, опалом, вівіанітом, частково з глиноземом, рудами Fe.

За Eh виділяють геохімічні фації: **різко окисна або лімонітові, з Eh>300 мВ**, з оксидами Fe, Mn, Al, силіцидами, кварцовими пісками, вапняками, каолінітом, монтморилонітом, магнезіальними філосилікатами.

1. **Окисна, або перевідкладених глауконітів і фосфатів, вапняковиста, Eh 300–50 мВ**, з оксидами Fe, Mn, Al, оксикерченітом, опаловими силіцидами, названа Г. Теодоровичем [133, 134] дещо необґрунтовано глауконітовою (табл. III.1).
2. **Нейтральна, або глауконітова, Eh 50–50 мВ**, з первинним глауконітом, каолінітом, керченітом, глиноземом (бокситами), фосфатами, доломітом, опаловими кременями, закисно-окисними залізистими хлоритами, монтморилонітом, гідромусковітом, гідробіотитом, евапоритами, содою, з підлеглими лептохлоритами.
3. **Слабковідновна, або лептохлоритова, Eh 50–100 мВ**, з шамозитом, тюрингітом, фосфоритами, торфом, алофаном, каолінітом, галуазитом, монтморилонітами, бокситами, вівіанітом, $CaCO_3$, манганокальцитом, олігонітом, анкеритом, кременями, частково з сидеритом, родохрозитом, першими сульфідами.
4. **Відновна, або сидеритова, Eh від -100 до -200 мВ**, з $FeCO_3$, $MnCO_3$, анкеритом, шамозитом, торфом, сульфідами, вапняками, доломітом, гідрослюдами і монтморилонітами, силіцидами.
5. **Сильновідновна, або сірководнева, сульфідна, Eh < -200 мВ**, з сульфідами, каолінітом, алофаном, галуазитом, монтморилонітами, частково з гідрослюдами, з $CaCO_3$, $MgCO_3$, доломітом, содою, солями.

У цих фаціях не всі мінерали знайшли своє місце, багато які з них малочутливі до змін **Eh ($CaCO_3$, $MgCO_3$, доломіт, сода, гіпс, гейлюсит, каолініти, кременеві мінерали, глинозем**, значною мірою **гідрослюди, монтморилоніти та ін.)** і **pH (сульфіди, оксиди Fe, частково гідрослюди).**

Більшість мінералів трапляється не лише в одній, а й у сусідніх фаціях, що пояснюють певною інертністю хімічних сполук і мінералів, неоднорідністю осаду і важливою роллю успадкованості мінерального складу. Діапазон значень **Eh** і **pH** стійкості мінералів різний, однак завжди виділяється фація, у якій той чи інший мінерал найстійкіший, отже, найбільш типовий. У суміжних фаціях

Таблиця III.1

Геохімічні фації, виділення за pH, за Г. Теодоровичем [133, 134]

pH	**Фація**	Типоморфні мінерали і хімічні сполуки						
		карбонати	сульфати хлориди	глинисті	кремнієві	Fe-Mn	фосфати	Al_2O_3
9,0	Різко лужна, або содова	Сода (гейлюсит, магнезит, кальцит)		Са-монтморилоніт				
9,0-8,0	Лужна або вапнякова	Кальцит (доломіт)	$CaSO_4$ NaCl та ін	Са-Mg монтморилоніт, палигорськіт				
8,0-7,2	Слабколужна, або евапоритова (заміщення доломітів)	Доломіт (анкерит) родохрозит сидерит	$CaSO_4$ NaCl та ін	Mg монтморилоніт, палигорськіт, лептохлорит, глауконіт	Опал, халцедон	Fe-Mn окисні	Са-фосфати	Al_2O_3
7,2-6,6	Нейтральна або глауконітова	($CaCO_3$, $FeCO_3$)	–	Глауконіт, Mg-монтморилоніт, лептохлорити	Опал, халцедон, кварц	Fe-Mn окисні	Са-фосфати вівіаніт	Al_2O_3
6,6-6,6-5,5	Слабкокисла, або галуазит-кременева	–	–	Галуазит (каолініт)	Опал, халцедон кварц	Fe-Mn окисні без Mn (сульфіди)	Вівіаніт (Са-фосфати)	Al_2O_3
5,5-2,1	Кисла, або каолінітова	–	–	Каолініт	Опал, халцедон кварц	Сульфіди (Fe окис)	Вівіаніт	Al_2O_3

його роль звичайно стає підлеглою і він поступово зникає. Його наявність у сусідніх фаціях пояснюють також тим, що в різних точках осаду різними є Eh і pH, що призводить до утворення різних (за цими параметрами) мінералів та зумовлює їхнє сумісне існування в осаді й породі. Мінерал, утворившись у твердому стані, залишається на тривалий час стійким, ніби інертним, оскільки важко піддається змінам хімізму навколишнього середовища, а тому зберігає історичну геологічну пам'ять. І це треба враховувати в разі інтерпретації наявного комплексу аутигенних мінералів, оскільки парагенезиси далеко не завжди є моностадійними, навіть протягом однієї стадії одні мінерали змінюють інші.

Детальніша інформація є в працях Г. Теодоровича [133, 134].

IV. Роль вуглекислого газу у процесах хімічного звітрювання

За розрахунками вчених, океаносфера протягом року поглинає з атмосфери **29,3 млрд т CO_2,** а віддає **на 4,7 млрд т** менше, тобто **24,6 млрд т**. Унаслідок цього в Атлантичному океані переважає його поглинання, а в Тихому та Індійському – виділення. Причиною цього, вірогідно, є особливо інтенсивне опускання вод на півночі Атлантики, яке досягає дна, унаслідок чого розчинені гази у великих кількостях виносяться на глибину. Північноатлантичні води, що формуються тут, дають початок глибинній міграції вод. У Тихому та Індійському океанах води підіймаються догори і CO_2 переходить до атмосфери. Переважне поглинання вуглецю над його витрачанням в океаносфері пов'язане з випаданням його у донні відклади (карбонати). Вуглекислий газ з атмосфери переходить до океану в процесі хвильового перемішування та дифузії. Розчинність його сильно зростає зі зниженням температури води. Тому вночі і взимку океан поглинає гази з атмосфери, а вдень і влітку

віддає їх. З підвищенням тиску розчинність, як відомо, зростає. Кількість CO_2 у поверхневих шарах води невелика через інтенсивне поглинання рослинами (переважно фітопланктоном). Продукти дисоціації кислоти, поступово накопичуючись з глибиною, досягають максимальних значень у придонних шарах океану, де температура води особливо низька, а тиск порівняно з атмосферним підвищується у **400–500 разів**. За даними Ю. Долгова (усне повідомлення), унаслідок розкривання газового включення в аутигенному філіпситі, піднятого з глибини **понад 5 км**, виділилася кількість CO_2, яка у **5 000** разів перевищувала об'єм самої вакуолі. "**Океан**, – писав О. Виноградов [24], – **діє, як грандіозна помпа, забираючи CO_2 з атмосфери в холодних областях і віддаючи його у тропічні області. Внаслідок такої циркуляції CO_2 над екваторіальною областю океану створюється підвищення його парціального тиску. Час перебування CO_2 в атмосфері становить близько 5 років".** Оскільки глибинні океанічні води, по суті, є концентрованими розчинами вуглекислоти, то **нагромадження в таких областях біохемогенних та уламкових карбонатів обмежене критичними (компенсаційними) глибинами, нижче яких вони повністю розчиняються, причому для арагоніту ці глибини менші (до 3,0–3,5 км), ніж для кальциту. Вертикальна зональність тісно пов'язана з кліматичною.** У льодових частинах гумідних зон критичні глибини поширення арагоніту та кальциту виходять до поверхні океанів, тому їхнє нагромадження тут неможливе. **Критична глибина існування кальциту для океанів загалом, становить 4,5 км, проте в екваторіальній зоні зростає до 5–6 км.** Зазначений процес розчинення карбонатів на великих глибинах океану є ще одним яскравим прикладом звітрювання мінералів "у шляхах міграції", як зазначено у нашому визначенні звітрювання.

Наявність CO_2 у воді значно прискорює описані вище процеси гідролізу алюмосилікатів, прикладом чого може бути така реакція взаємодії води і вуглекислого газу з польовим шпатом:

$$6\ KAl[Si_3O_8] + 2\ H_2O + 2\ CO_2 \rightarrow 2\ K_2CO_3 + 2\ KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] + 12\ SiO_2;$$

$$4\ KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] + 2\ CO_2 + 8\ H_2O \rightarrow 3\ Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] + 2\ K_2CO_3.$$

Унаслідок цього лужні та лужноземельні елементи переходять у розчинну форму (карбонати) і виносяться з водами, а алюмосилікатний кістяк перебудовується, утворюючи спочатку гідрослюду, а потім каолініт. Хід реакції залежить від кліматичних умов. Зокрема, у високих широтах процес закінчується утворенням гідрослюди, а у помірновологих умовах середньої зони та у субтропіках – утворенням каолініту. І лише в умовах тропічного клімату гідроліз досягає піка, зумовлюючи повне розкладання алюмосилікатів з утворенням мінералів вільних оксидів **Al, Si і Fe** (**латеритний процес**) :

$$Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}] + \text{інтенсивне промивання водою, багатою } CO_2, O_2 \text{ та іншими газами} \rightarrow 2\ Al_2O_3 \cdot H_2O + 4\ SiO_2 \cdot 0{,}5\ H_2O.$$

Особливо важливу роль відіграє CO_2 в геохімії карбонатних порід та мінералів. Під впливом CO_2 малорозчинні у воді карбонати переходять у більш розчинні бікарбонатні сполуки, що виносяться з водами:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \leftrightarrow Ca(HCO_3)_2.$$

І, навпаки, за умови зменшення вмісту розчиненої CO_2 у воді відбувається розкладання бікарбонатів з випаданням в осад погано розчинних карбонатних мінералів, зокрема, $CaCO_3$. Ця реакція відіграє величезну роль у регулюванні лужно-кислотних властивостей морських та океанічних вод, pH яких завдяки цій реакції є в межах 7,8–8,2. Це має надзвичайно важливе значення для збереження життя у Світовому океані, бо життєдіяльність різноманітних організмів зумовлює в океаносфері локальні зміни pH від 6,5 до 10,5, що смертельно для багатьох організмів. У таких випадках зазначена реакція за умови зниження pH відбувається з утворенням розчинних бікарбонатів, що робить середовище більш лужним, і навпаки, відбувається у зворотному напрямі з утворенням твердих карбонатів, що підкислює середовище. В обох випадках pH морської води вирівнюється, що рятує організми від його різких коливань і неминучої загибелі. Реакції розкладання мінералів за

допомогою вуглекислого газу називають **карбонізацією,** або **карбонатизацією**.

Експериментальними роботами, виконаними у СНІІГІМС'і під керівництвом В. Бгатова [7, 8], доведено, що **світло й атмосферний азот** є потужними, постійними чинниками диференціації речовини літосфери.

Значення **світла**, як носія енергії, яке впливає на процеси гіпергенезу, на думку В. Бгатова, ніхто з дослідників до 80-х років XX ст. не враховував. Давали загальні рекомендації, про те що сонячна енергія є потужним агентом звітрювання, однак у цьому випадку завжди враховували лише теплову енергію. Все ж гірська порода, що виходить на земну поверхню, зазнає бомбардування всього сонячного спектра, включаючи ультрафіолетові та інфрачервоні промені, які мають величезну руйнівну силу. (Для довідки: **потужність загального випромінювання Сонця становить $3{,}86 \cdot 10^{26}$ Вт, з яких на Землю потрапляє $2 \cdot 10^{17}$ Вт. Сонячна стала – 1,95 кал/см^2/хв, що відповідає потоку $1{,}36 \cdot 106$ ерг/см^2/хв**). За природою фотохімічні реакції спрямовані на диференціацію речовини і властиві лише найвищій плівці земної кори. Ці реакції відбуваються за умов електронного збудження атомів речовини, на земній поверхні й переходять на підстильні утворення. Природно, що цей процес загасає на певній глибині залежно від початкової енергії фотохімічних реакцій, часу і складу речовин, що вступають у реакцію. У цьому принципова відмінність екзогенних процесів від ендогенних. **Власне кора звітрювання та її похідні продукти не можуть формуватися без участі сонячного світла.**

Речовина під впливом електромагнітного випромінювання (фотонів) виділяє електрони, тобто відбувається процес **фотоіонізації.** Первинний акт цього процесу – поглинання фотонів атомами речовини й іонізація з випусканням електронів. У конденсованих середовищах механізм поглинання фотонів залежить від їхньої енергії. В одних випадках енергію поглинатимуть електрони провідності або валентні електрони у напівпровідниках і діалектриках, а в разі енергії, яка дорівнює роботі виходу електронів,

може простежуватися фотоелектронна емісія. Найпростішим фотохімічним процесом у рідкій фазі є перенесення електронів, тобто спричинена світлом окисно-відновна реакція. Наприклад, унаслідок впливу ультрафіолетового світла на водний розчин, у якому містяться йони **Fe, Cr, V** та інші, електрон переходить від збудженого йона до молекули води.

Для з'ясування характеру впливу світлового випромінювання на процеси диференціації речовини В. Бгатов разом з А.В. Ваном провели експеримент розкладання біотиту у воді і слабких водних розчинах **HCl, KOH і HNO_3**. Біотит, який використовували в експерименті, мав форму пластинки розміром **50×30 мм** з товщиною близько **2 мм**. Маса кожної окремої пластинки – **5 г**. Пластинки підвішували на капронових нитках і занурювали у названі розчини, що містилися в закритих хімічних стаканах. Одну партію зразків піддавали вилуговуванню під дією денного сонячного світла. Частину ультрафіолетового випромінювання, яке поглинали скляні стінки стаканів, компенсували додатковим освітленням (кварцова лампа). Іншу партію вилуговували в умовах повної темряви (за умови світла відбувалося лише зарядження стаканів розчинами). Для цього стакани обгортали світлонепроникним папером. Дослід проводили протягом **восьми місяців**. Через кожні **два місяці** виконували контрольні аналізи хімічних компонентів, вилугуваних з біотиту. Усі розчини аналізували на **кремнезем, глинозем, оксиди заліза, магнію та калію** (табл. IV.1). Стакани знову заливали свіжими розчинами на чергові два місяці.

За отриманими аналітичними даними, з окремими винятками, простежується чітка тенденція більш інтенсивного винесення головних хімічних компонентів (**SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO і K_2O**) з біотиту в умовах вилуговування за участю сонячного світла. Як бачимо з табл. IV.1, винесення хімічних компонентів у різних розчинах відбувається неоднаково. Однак головно вплив сонячного випромінювання збільшував, іноді навіть удвічі, кількість вилугуваних речовин.

Таблиця IV.1

Середня кількість вилуговуваних з біотиту породоутворювальних хімічних компонентів (за чотирма серіями дослідів), мг/л, за В. Бгатовим [8]

Середовище	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	K_2O
H_2O (pH 7)	1,38x 1,79	0,25x 0,58	0,13x 0,29	0,88x 0,19	Не виявлено
HCl (pH 3)	1,94x 4,34	0,83x 1,01	0,36x 0,42	1,19x 1,33	0,15x 0,15
KOH (pH 9)	2,55x 4,32	0,23x 0,54	0,10x 0,22	0,25x 0,00	4,91x 7,55
HNO_3 (pH 3)	1,85x 3,11	0,48x 0,68	0,22x 0,16	1,22x 1,92	0,33x 0,12

Умови експерименту: **x** – у темряві, решта – при світлі.

Без сумніву, визначене явище у процесах звітрювання приводить до величезного геологічного ефекту, справжній масштаб якого потребує спеціальних досліджень.

Особи, яким доводилося перебувати в сезон дощів на приморських рівнинах тропічних країн, знають, якої сили і як часто трапляються тут грози, що звичайно супроводжуються зливами. Сильні грози відбуваються і в степових районах середніх широт. Треба припускати, що робота електричних розрядів тут не є безслідною.

На земній кулі за годину відбувається близько **3 000 гроз** із загальною кількістю блискавок близько **100 тисяч**. У середній грозовій хмарі загалом переміщається близько **100 тис т** води. Грозові хмари відіграють роль генераторів електрики в атмосфері [12]. Розряд блискавки відбувається внаслідок напруження електричного поля атмосфери **30 тис. В/см** у сухому повітрі і **10 тис. В/см** під час дощу або в хмарі. Це створює різницю потенціалів на шляху блискавки порядку **10 млн В** і струм силою **200 тис. А.** Утворені високі температури призводять до іонізації газів, що містяться у повітрі. Унаслідок цього створюються **азотна й азотиста кислоти**, які потім зв'язуються вологою опадів і тонко розпиленим аміачним пилом у **азотнокисний аміак,** що випадає з опадами на земну поверхню у приблизній концентрації **0,4–16 мг/л.** Дані І. Блютгена підтверджені результатами інформації спеціальних реєстраторів блискавок, встановлених на Землі ще з 1956 р. Краплі

грозового дощу завжди несуть у собі **розчинену азотну кислоту**. Явища випадання кислих дощів завдяки розчиненій у них азотній кислоті описані в літературі. Наприклад, Л.Г. Баас-Бекінг зі співавт. (1963) зазначили, що **pH** дощових вод Нігерії дорівнює **3.** Є дані, що кількість випалої з дощами азотної кислоти на Індокитайському півострові становить **3,5–5,0 т** [135], а в районі Ханоя (В'єтнам) – до **7 т** на **1 км²** [135] тощо. У **середньоросійській смузі**, за даними А. Роде [109], **за рік випадає до 15 кг азотної кислоти на 1 га (або 1,5 т на 1 км²).**

Азотна кислота – одна з найсильніших мінеральних кислот, здатна розчиняти практично всі алюмосилікати. Потрапляючи в ґрунт у вигляді водного розчину, вона вступає в обмінні реакції з мінеральною масою літосфери. У цих реакціях відображена найважливіша роль азотної кислоти в забезпеченні рослин мінеральною їжею зони гідролізу. Із недоступного стану зольні елементи стають доступними для харчування рослин. Кінцевим продуктом звітрювання алюмосилікатів за участі в реакціях азотної кислоти є каолініт, а в тропічних умовах – гібсит. Ці реакції прискорюються за наявності органічних та інших неорганічних кислот. Реакції з азотною кислотою польових шпатів можна описати такими рівняннями;

$$4K[AlSi_3O_8] + 4HNO_3 + 2H_2O = Al_4[Si_4O_{10}]x[OH]_8 + 8SiO_2 + 4KNO_3;$$

ортоклаз **каолініт**

$$2K[AlSi_3O_8] + 2HNO_3 + 2H_2O = Al_2O_3 \cdot 3H_2O + 6SiO_2 + 2\ KNO_3.$$

ортоклаз **гібсит**

Азотнокисний калій унаслідок дисоціації забезпечує калійне й азотне харчування, і в кінцевому підсумку калій залишає профіль кори звітрювання. У реакціях з мінералами апатитової групи легко відбувається дисоціація та винесення новоутворених продуктів, які є водорозчинними і легко можуть залишати профіль звітрювання або стають мінеральною їжею рослин, що, зрештою, також забезпечує винесення **кальцію, фосфору і фтору** з профілю звітрювання. Можна навести рівняння взаємодії азотної кислоти з іншими

мінералами. Зрозуміло, що її роль у розкладанні гірських порід величезна. І це потрібно враховувати в разі вирішення проблем генезису кори звітрювання, тим більше, що азотна кислота надходить на поверхню Землі разом з грозовими дощами у величезних кількостях, якщо вести рахунок на геологічні відрізки часу.

Ідею про вплив природної азотної кислоти на розкладання порід і на ріст рослин перевіряв В.І. Бгатов експериментально.

Крім азотної кислоти, на деяких ділянках земної поверхні значну роль у хімічному звітрюванні відіграють інші мінеральні кислоти, такі як **соляна (HCl), сірчана (H_2SO_4) та плавикова (HF).**

Соляна кислота утворюється у поверхневих умовах здебільшого під час вулканічних вивержень, коли виділяється значна кількість хлору, або внаслідок виділення хлору з материнських порід, які зруйнувалися. Хлор, реагуючи з водою, утворює **HCl**, яка, впливаючи на алюмосилікати й інші мінерали, утворює з їхніми основами солі (хлориди), аналогічно азотній кислоті. Більшість хлоридів легко розчиняється у воді і виносяться з нею геть. Соляна кислота викидається у вулканічних районах у величезних кількостях. Зокрема, **гейзери долини Десяти тисяч димів на Алясці викидають у повітря за 1 с 23 млн л перегрітої пари (t ≈ 600 °C), разом з якою за рік виділяється 1,25 млн т HCl та 200 тис т HF** [36]. Не дивно, що у вулканічних районах трапляються озера та річки, вода яких є міцним розчином соляної та сірчаної кислот. Зокрема, вода в річці **Ель-Ріо-Вінегре**, тобто Кислій, що протікає поблизу діючого вулкана **Пурасе у Колумбії**, на смак кисла, як оцет, бо **в одному її літрі розчинено близько 11 г концентрованої H_2SO_4 та 9 г HCl**. В одному з фільмів Ж.-І. Кусто показано озеро на острові Ява, вода якого є дуже міцним розчином мінеральних кислот.

Сірчана кислота, як вже зазначено, здебільшого утворюється внаслідок окиснення сульфідів у поверхневих умовах. Значні кількості її формуються у родовищах самородної сірки, зокрема, у знаменитих колись сірчаних пагорбах Середньої Азії, де **pH** розчинів, за даними Л. Пустовалова [107] досягає **(-1,0).** Дуже активно H_2SO_4 руйнує силікати, алюмосилікати та інші мінерали і

продукти їхнього звітрювання. Зазвичай, ці утворення переходять у сульфатні сполуки, більшість яких легко розчиняється у воді. У такий спосіб вони виносяться в розчинах (зокрема, сульфати **Fe і Al).**

Плавикова кислота (HF) трапляється у помітних кількостях лише в районах вулканічної діяльності, де може спричинити руйнування навіть таких стійких мінералів, як кварц, однак загалом її роль у процесах звітрювання незначна.

Ще один дуже важливий процес хімічного звітрювання – катіонний обмін, процеси якого є **іонними обмінними реакціями всередині мінералу або між мінералами і яким-небудь реагентом, причому суттєвих змін структури речовини не відбувається.** Обмінні реакції захоплюють слабко зв'язані катіони, такі як іони **H, K, Na, Ca, Mg, Fe, Al** та ін. Р. Грім [38] для глинистих мінералів виявив, що у випадку катіонного обміну заміщення відбувається внаслідок порушення зв'язків довкола меж алюмокремнієвих одиниць, замінюючи Si на Al у тетраедричних шарах і Al на Mg або інші йони низької валентності в окраедричних шарах, а також шляхом заміщення водню зовнішнього гідроксилу обмінними катіонами.

Ємність катіонного обміну глинистих мінералів (**мг/екв на 100 г**) неоднакова [38] (табл. IV.2).

Таблиця IV.2

Ємність катіонного обміну мінералів, мг/екв. на 100 г

Мінерал	Ємність	Мінерал	**Ємність**
Каолініт	3–15	Вермикуліт	100–150
Галуазит $2H_2O$	5–10	Хлорит	10–40
Галуазит $4H_2O$	40–50	Сепіоліт – атапульгіт – палигорськіт	20–30
Монтморилоніт	80–150		
Іліт	10–40		

Окрім того, **на здатність до катіоного обміну мінералів впливають домішки**. Наприклад, **залізиста плівка** збільшує здатність до поглинання у поверхнево-інертних мінералах (**каолініт**) та знижує її у речовин поверхнево-активних (монтморилоніт, слюди). Про характер реагентів, які беруть участь в

іонному обміні, можна судити за складом порових розчинів, що зберігаються у звітрілих породах.

Особливості обміну шляхом заміщення **М-іонів** глинистих частинок **Н-іонами** з розчину в процесах звітрювання описані В. Келлером [54]. У цьому випадку йони дифундують через поверхню глинистої частинки. Швидкість процесу зростає зі збільшенням кількості органічних кислот, H_2S, а також CO_2 у воді, що призводить до концентрації йонів водню. За умови малої кількості води катіонний обмін може відбуватися між **глинами та силікатами**. Такі реакції відбуваються між **роговою обманкою і олівіном**, з одного боку, і **бентонітом,** – з іншого, між **анортитом і Н-глинами**. Важливу роль у цьому процесі відіграють корінці рослин, причому обмін іонами може відбуватися без проміжного розчинення йонів.

Продуктами катіонного обміну є карбонати. Іони CO_3^{2-} і HCO_3^- утворюють з катіонами **Ca, Mg і Fe** солі, слабко розчинена частина яких здатна затримуватися у зоні звітрювання. Вугільна кислота здатна вилучати елементи з найстійкіших за умов звітрювання мінералів.

V. Гальміроліз та літотипи гальміролітів

Зазначимо, що далеко не всі дослідники виділяли стадію гальміролізу. Зокрема, один з провідних радянських літологів **акад. М. Страхов зачисляв процеси гальміролізу до стадії діагенезу** [127]. На думку В. Фролова [138], це є грубою помилкою, оскільки в одній зоні об'єднані різко відмінні в історико-геологічному розумінні стадії, що належать до різних світів – екзогенного й ендогенного. Межа між ними є найважливішою межею у вертикальному профілі Землі. По обидва боки від нього розвиток речовини відбувається у протилежних напрямах. Інформативно

вони різко відрізняються: речовина вище цієї межі є свідченням седиментогенезу та зони осадонагромадження, а також субзон, що входять до неї, – гідро-, атмо- і біосфери, а речовина нижче цієї межі – це свідчення ендогенних умов, незважаючи на те, що на початку багато які речовини (осадів і порід) ще мають велику інформацію про зону осадоутворення, правда, у дещо зміненому вигляді (наприклад, різко відновний характер діагенезу ніяк не відображає такої ж реакції в зоні сингенезу і наддонної води).

Незважаючи на різку різницю середовищ – повітряного та водного, – процеси звітрювання, його агенти, чинники, продукти і типи в обох середовищах багато в чому аналогічні. Відмінності виражені в літотипах і співвідношеннях типів, їхньому відносному розвитку і масштабах. Під водою потужність ***кам'янистих розсипищ*** не перевищує ***1,0–1,5 м*** (на суходолі – до ***50–60 м***), і розвиваються вони переважно на ***вапняковистих осадах***, а також на вулканічних лавових потоках, зрідка на ***фосфоритах, силіцитах, кластолітах***.

Однак ***чисто механічний елювій – горизонти конденсації, або перлювій***, – під водою розвинений значно більше, його нагромадження сягають потужності в ***десятки метрів*** (пласт ***фосфоритів*** такого генезису у Джебель-Онк на сході Алжиру сягає 17 м), багато які ***руди (окрім фосфоритів),*** зокрема ***сидерити, розсипища, деякі залізо-манґанові конкреції, оолітові залізні та манґанові руди*** тощо, формуються внаслідок розвантаження і перемивання на місці, тобто за умови вимивання (хвилюваннями і течіями) тонких або легких часток. ***Глауконітові горизонти, скупчені черепашкові або кістяні верстви, валунні*** "***бруківки"– це приклади нерудних літотипів перлювію, які мають важливе геологічне значення.*** За ними можна визначити результати перемивання, перерви, оцінити їхній масштаб і тривалість, динаміку води біля дна, глибину та інші параметри водоймищ і палеогеографії.

Аналоги ґрунтів – ***горизонти іхнітолітів або біотурбітів*** – під водою також розвинені значно ширше: ***потужність горизонтів – метри та десятки метрів***. Наприклад, писальна крейда (від 3 до 90 м) цілком пропущена через кишківник мукоїдів, отже, формація писальної крейди вторинно біоалювіальна, тобто

є біотурбітом. Нові компоненти для осадів цей процес практично не створює.

Панцирі під водою, або ***тверде дно,*** хоча й не досягають потужності, яку вони мають у субаеральних корах звітрювання, проте ***різноманітніші: вапнякові, доломітові, залізо-манґанові, фосфоритові й навіть піритові*** в умовах Чорного моря.

Власне ***хімічний елювій***, який відповідає терміну "***гальміролітит"***, за К. Гуммелем, під водою може бути різноманітнішим, ніж на суходолі, і також виходить на формаційний рівень, хоча потужність порівняно з єдиною на суходолі елювіальною формацією – ***латеритних кір звітрювання*** – менша. Такою є ***формація червоних пелагічних глин***, яка поширена на площах, що значно перевищують площу континентів, і нагромаджується протягом ***5–15 млн років***, тобто ***це повноцінна геологічна формація***, незважаючи на її малу (***5–15 м***) потужність, що свідчить про дуже низьку (***близько 1 м за 1 млн років***) швидкість осадонагромадження, фактично про перерву в осадонагромадженні. Тому ***дно впродовж геологічних віків зазнає впливу наддонної води, тобто осади звітрюються.***

У комплексі хімічних та фізичних процесів перетворення осадів ***домінує розчинення карбонатів нижче критичної для них глибини (понад 4 500 м – див. вище) і червона глина – фактично Єтерра-росса" або нерозчинний залишок пелагічних глобігериново-коколітових мулів. Розчиняються і кременеві кістяки діатомей, радіолярій та силікофлягелят***. Залишаються найстійкіші ***силікатні (вулканічні, теригенні, у тому числі еолові)*** та ***біогенні (зуби акул, слухові кісточки китів – отоліти та ін.)*** компоненти, серед яких помітні й ***космічні кульки. Головною частиною цих глин є найтонші (дрібніше 0,001 мм) лусочки монтморилоніту, іліту та хлориту***, а також ***цеоліти філіпситового ряду*** та ін. Окрім розчинення, за умови формування червоної глини відбувається ***трансформація глинистих мінералів, вулканічного скла, синтез нових глинистих, цеолітових та оксидних мінералів, окиснення, перерозподіл речовини,*** зокрема***, переміщення сполук заліза, манґану, міді вгору, до розділення осад–вода та винесення з осадів карбонатів, кремнезему, рудних*** та інших елементів.

Отже, не лише суходіл, а й ***океанічне і морське дно є джерелом постачання гідросфери та біосфери осадовим матеріалом.***

Іншими літотипами гальміролітитів є ***глауконітити, шамозитити, фосфорити, залізо-манґанові конкреції та різноманітні кірки, монтморилонітові глини по попелових туфах та ґіалокластитах, цеоліти по туфах*** тощо.

Утворення сфероагрегатних – оолітових, бобових, жовнових, конкреційних – рудних, силікатних та фосфатних порід у синґенезі, тобто як гальмеролітитів, відбувається ***у дві стадії:***

1) ***стягування до центрів розсіяної речовини в умовах відкритої системи або на геохімічному окисно-відновному бар'єрі, за типом утворення болотних залізних руд;***
2) ***перемивання осаду, винесення тонкого і легкого нерудного його компонента й конденсація сфероагрегатів і конкрецій на місці.***

VI. Вплив клімату на утворення кори звітрювання

Тайгово-підзолиста зона лише недавно вийшла з-під льодовикового покриву, тому термін розвитку хімічного звітрювання тут є дуже малим, усього 12–15 тис. років; природно, що й кора звітрювання тут малопотужна і ще не віддиференційована від ґрунтового горизонту.

У тропічній зоні льодовиків на рівнинах не було; тому температура і в льодовиковий період була досить високою, що зумовило тривалий розвиток кори звітрювання і, відповідно, її значну потужність. Ці історико-геологічні причини й зумовили таку величезну контрастність потужностей сучасних кір звітрювання північного помірного і тропічного поясів.

Однак є важливі підстави припускати, що і без зазначеного ускладнювального моменту потужність і ступінь зрілості кори

звітрювання в північній помірній смузі повинні бути значно меншими порівняно з тропічною вологою зоною.

Як уже зазначено, звітрювання енергійно відбувається там, де вища температура. Не менш важливу роль відіграють маси атмосферних опадів, що випадають на різних ділянках гумідних зон: бо чим більші порції вологи промивають кори звітрювання, тим енергійніше відбувається гідроліз силікатів та алюмосилікатів і тим інтенсивніше винесення речовин, що переходять у розчин, тобто вилуговування субстрату. Саме так: чим більше розчинено у промивних водах органічної речовини, тим активнішим буде їхній вплив на субстрат, що звітрюється.

У разі оцінювання з цього погляду фізико-географічних умов у північній та тропічній вологих зонах неважко переконатися, що вони суттєво різні. Насправді середня річна температура сучасної тропічної зони – близько 25–26 °С; середні річні суми атмосферних опадів – 1 200–3 000 мм; щорічне відмирання органічної маси в тропічних лісах величезне і становить, за П. Фагелером [135], 100–200 т/га; відповідно, кори звітрювання отримують набагато більше гумінових кислот і CO_2 від їхнього подальшого розкладання.

У північній помірній смузі середня річна температура знижується до 5–20 °С; кількість метеорних опадів – до 300–700 мм; річне відпадання органічної маси у тайгово-підзолистій зоні – усього 8–10 т/га. Усе це неминуче в багато разів знижує інтенсивність звітрювання порівняно з тропіками.

Наскільки значно сповільнюється розкладання силікатів і винесення SiO_2 зі звітрюваного субстрату, свідчать приблизні розрахунки І. Гінзбурга [31]. Маємо пластину свіжої корінної породи площею 1 м^2 і товщиною 1 см та вмістом у ній 47 % SiO_2. Маса такої пластини становить 25 000 г, або $25 \cdot 10^6$ мг. Нехай у процесі звітрювання вміст SiO_2 у ній зменшиться до 27 % від маси породи. Це означає, що вона втратить 5 500 г SiO_2. У разі щорічного випадання дощів на рівні 3 750 мм, просочування через звітрену пластину лише половини цього значення й у випадку винесення водою 10 мг/л SiO_2 для видалення з пластини такої кількості кремнезему буде потрібно 300 років. Водночас в умовах помірного

вологого клімату за опадів 500–250 мм у рік для винесення тієї ж кількості SiO_2 буде потрібно вже 2 200–4 400 років (!), тобто у 7–14 разів більше. Справжнє ж уповільнення процесів звітрювання буде ще більшим, бо середня температура помірних широт на 20–15 °С нижче тропічної; а це означає, що процеси звітрювання й вилуговування в помірній зоні насправді відбуваються у 20–40 разів повільніше, ніж у вологих тропіках. Це різке сповільнення процесів звітрювання неминуче зумовлює зменшену потужність кори звітрювання в помірній зоні. Воно ж породжує меншу зрілість її, бо в помірній зоні завжди нема горизонту полуторних оксидів, дуже характерного для тропіків. Розвиток кори тут припиняється найчастіше на каоліновій зоні, зрідка й на гідрослюдистій.

Ще різкіше сповільнюється хімічне звітрювання і, відповідно, зменшується потужність елювію в тундрах, де середня температура нижче 0 °С. У таких умовах хімічне звітрювання поступово зазнає витіснення фізичним, а кори звітрювання – кам'яними розсипами, пучністю ґрунтів і торфомоховими купинами.

Подібних змін зазнає звітрювання порід водозбірних площ, коли ми переходимо з вологих зон у посушливі. Температура в посушливих зонах звичайно висока, і це, здавалося б, мало б підтримувати достатню інтенсивність елювіального процесу. Та кількість опадів тут різко знижується, і поверхневі горизонти порід тривалі місяці не отримують вологи зовсім – вони висихають. Коли ж дощі нарешті випадають, то вода скочується в западини, звідки швидко випаровується. Коротше кажучи, вода – цей найважливіший чинник хімічного звітрювання – в аридних смугах практично не діє. Тому хімічне звітрювання різко слабшає і поступово його заміщують процеси механічного руйнування гірських порід. Ці зміни звітрювання починають виявлятися вже у межах вологих зон у смугах, перехідних до зон аридних.

Поряд з особливостями клімату величезний вплив на розвиток хімічного звітрювання на різних ділянках вологих зон має рельєф території. Хімічний процес для завершення потребує, щоб поверхневі горизонти порід не зазнавали змивання зовсім або змивалися в розмірах, що не перешкоджають переходу з лужної стадії в кислу, з винесенням усього, що може переміщатися в

розчинах. Ця умова виникає лише на рівнинних територіях, які мають настільки слабко розчленований рельєф, що механічний змив на них відбувається повільніше, ніж хімічне розкладання порід. У випадку збільшення амплітуди і розчленування рельєфу механічна денудація посилюється, і нарешті настає момент, коли темпи змиву випереджають темпи хімічного звітрювання; хімічне звітрювання за цієї умови неминуче починає слабшати. Спочатку це виявляється в тому, що поверхневі горизонти порід припиняють розкладання лише на лужній стадії, не переходячи у кислу; відповідно, зменшується потужність кори звітрювання, обмежуючись небагатьма метрами. За ще інтенсивнішого гірського рельєфу і дуже швидкої денудації хімічне звітрювання взагалі не виявляється; навіть за умов дуже вологого клімату на перший план виходить фізичне звітрювання. Отже, особливості рельєфу впливають у сприятливому для хімічного звітрювання напрямі і можуть цілком знівельовувати його навіть за дуже сприятливих кліматичних умов.

Однак рельєф, як відомо, не самодостатній, бо є похідним від режиму епейрогенічних рухів. Дуже сильний за темпами епейрогенез створює високогірний рельєф, який повністю пригнічує хімічне звітрювання, а дуже млявому, ледь відчутному епейрогенезу відповідає рельєф рівнинний, що сприяє енергійному хімічному звітрюванню.

Зокрема, унаслідок взаємодії впливів температури, вологості й тектонічного режиму виникає та зональність кори звітрювання, яку ми бачимо на рисунках і картах.

Для теорії гумідного літогенезу дуже важливо те, що вже на початку осадового процесу, у момент мобілізації речовини на водозбірних площах спостерігаємо вплив двох чинників, які діють упродовж усіх етапів осадонагромадження: клімату різних ділянок гумідних поясів та властивого для них тектонічного режиму, що є через рельєф.

Унаслідок цього сила впливу клімату і тектонічного режиму явно неоднакові. У разі переходу від рівнинних областей до гірських – з активним тектонічним режимом – кора звітрювання завжди більше або менше пригнічена; легше це відбувається в пів-

нічній помірній зоні, де хімічне звітрювання взагалі послаблене; важче – у вологих тропіках, де воно значно сильніше. Проте й у вологих тропіках, у яких звітрювання досягає максимальної сили, є території, де кір звітрювання немає, наприклад, у високогірних областях з різко розчленованим рельєфом та інтенсивною денудацією. Ця обставина свідчить про те, що з двох чинників, які, конкуруючи між собою, впливають на хімічне звітрювання в межах гумідних поясів – кліматичного і тектонічного, – найефективнішим є чинник тектонічний. Однак його домінування досить наочно виявляється лише в разі великої сили епейрогенічних рухів.

Описані М. Страховим [127] закономірності географічного розвитку кори звітрювання отримані шляхом переважного аналізу матеріалів про сучасне звітрювання в різних фізико-географічних умовах. Наголосимо ще раз, що ми не можемо механічно переносити наведені вище дані температур, річних опадів та інші числові значення на геологічне минуле, бо тоді вони були, без сумніву, іншими. Проте з самої природи полярного клімату зрозуміло, що тропічні області завжди мали бути і теплішими, і вологішими, ніж помірні, а тим більше високоширотні. Так само зрозуміло, що посилення епейрогенезу завжди пригнічувало хімічне звітрювання. А це означає, що принципова сутність змальованої картини у всі доступні для дослідження геологічні часи була такою ж, як і нині.

Характерною рисою хімічного звітрювання є його значна швидкість, особливо в тропічній вологій зоні. У давніші епохи воно було ще швидшим, ніж нині, завдяки підвищеному вмісту CO_2 в атмосфері. Тому навіть тоді, коли потужності кори звітрювання досягають величезних розмірів – понад 100–150 м – період їхнього формування дуже короткочасний. За розрахунками В. Петрова [96], кора звітрювання потужністю 100 м потребувала для утворення приблизно 1 млн років. Ця швидкість пояснює якусь мало не моментальну геологічну появу значних за потужністю кір звітрювання на багатьох горизонтах мезозою і кайнозою на площі герцинід, зокрема, на території Західносибірської епігерцинської платформи.

Проте кора звітрювання, що легко формується, є утворенням, яке ще легше руйнується, як тільки тектонічний режим на площі її розвитку активізується. Ось чому, незважаючи на безперервне утворення в історії Землі, кора звітрювання досить зрідка трапляється в розрізах; ми спостерігаємо, по суті, лише її жалюгідні залишки, що збереглися на окремих ділянках. Тому чим більше ми звертаємось до давніших епох, тим бідніші ці залишки, хоча реально – за значною кількістю на CO_2 в атмосфері – умови утворення елювію у давні епохи були сприятливішими, ніж у наступні часи. Неповнота геологічного літопису позначається тут у повну силу [128].

За площею поширення виділяють площинні та лінійні кори звітрювання. ***Площинними називають*** кори, що розвинені на значних площах (наприклад, латеритні кори звітрювання на трапових формаціях Декана (Індія), Африки, Південної Америки, Сибіру та ін.). ***Лінійні кори звітрювання*** приурочені до витягнутих зон тектонічних порушень (кори звітрювання Уралу).

Потужність давніх кір звітрювання досягає 100–150 м (Урал), а в зонах тектонічно подрібнених порід – навіть 300–450 м.

У геологічній історії, мабуть, **існувало лише п'ять значних епох короутворення (знизу вгору)** [98]**:**

1. **Між археєм і протерозоєм** утворилася не дуже потужна кора звітрювання, сильно розмита. Її інтенсивно метаморфізовані релікти описані в багатьох місцях Балтійського щита.
2. **Між протерозоєм і вендом** виникла малопотужна, сильно розмита кора звітрювання, яка має важливе значення як нафтовий колектор у Приволзьких нафтоносних районах.
3. **Між ордовиком і девоном або карбоном** сформувалася дуже потужна, сильно розмита кора звітрювання. Продуктами її розмиву є піски і глини карбону, що асоціюють з вугіллям.
4. **Між пізнім тріасом і ранньою юрою** дуже поширена і найліпше збережена кора звітрювання. Саме до неї приурочено більшість родовищ корисних копалин, зокрема, багато алмазних розсипищ Західної Якутії. Її потужність

на гранітах досягає **100–150 м** у площинному розвитку і набагато більше у випадку лінійних ”язиків”.

5. **Між палеогеном і неогеном** сформувалася досить потужна і слабко розмита кора звітрювання, особливо поширена у тропіках. Її продукти покриті латеритною корою – кірасою, або панцирем.

На території України відомі такі кори звітрювання [4].

1. **Архейська,** зафіксована продуктами її перевідкладення, що представлені високоглиноземистими гнейсами, сланцями і кварцитами тетерево-бузької серії раннього протерозою, інгуло-інгулецької серії середнього протерозою та овруцької серії пізнього протерозою й іншими, а також реліктами кори, складеної глинистими утвореннями.
2. **Пізньопротерозойська,** представлена на габро-норитах гідрослюдисто-нонтронітовим горизонтом потужністю 2–3 м [131], а на рожевих апліто-пегматоїдних гранітах – первинними каолінами потужністю до 10 м [43].
3. **Ранньопалеозойська (девонська?)** кора звітрювання, розвинена на північно-східному схилі Українського щита від Києва до Дніпропетровська і східніше, сильно розмита й виділена за потужною товщею перевідкладених з неї аркозових пісковиків девонського віку на південно-західному борту Дніпровсько-Донецької западини.
4. **Передранньокарбонова або ранньокарбонова,** епоха короутворення була, мабуть, однією з найбільших, про що свідчать залишки потужної кори звітрювання під відкладами нижнього карбону, описані в багатьох районах України та Білорусії. Потужність кори звітрювання цієї епохи досягає 40 м. Складена вона переважно різноманітними глинами. Це кора звітрювання на платформній частині України, яку можна зіставити за часом з епохою короутворення на території сусідніх областей Курської магнітної аномалії, а також районів Тиману, Тихвина, Підмосков’я і Північної Онеги.
5. **Допермська** кора звітрювання на амфіболовому габро, описана Е. Мельничук [80] біля Києва, має потужність

45 м і представлена монтморилоніт-гідрохлоритовим, слабко карбонатизованим горизонтом.

6. **Дотріасова** кора звітрювання, розвинена на гранітах, дуже розмита і проблематична.
7. **Середньомезозойська** кора звітрювання докембрійських кристалічних порід широко розвинена на Українському щиті, повністю закартована і добре вивчена. Вона перекрита осадовими гірськими породами середньої (?)–верхньої юри, нижньої і верхньої крейди, палеогену, неогену й антропогену, тобто сформувалася у **середній юрі–ранній крейді**. Потужному короутворенню у J_2–K_1 сприяла спокійна тектонічна обстановка, теплий вологий клімат, а також єдина в загальному плані для всього щита поверхня вирівнювання з хорошими умовами для дренажу поверхневих вод. На підставі фактичних даних про максимальні потужності площинної кори звітрювання у різних районах щита її первинну потужність оцінюють у **110–120 м**, а лінійних кір – **250 м** і більше. Найхарактернішими рисами цієї кори звітрювання є: а) переважно глинистий склад; б) добре виражена вертикальна зональність; в) латеритний профіль на породах основного й ультраосновного складу і каоліновий профіль на кислих породах; г) збереження у корі структурних і текстурних особливостей материнських порід. На всіх різновидах докембрійських порід Українського щита визначено зональну будову кори звітрювання, що відображає єдину послідовність мінеральних перетворень у гіпергенних умовах. Звичайно розрізняють такі зони (знизу вгору): I – дезінтеграції і початкового вилуговування; II – проміжних продуктів звітрювання (монтморилоніту, нонтроніту, гідрослюд, галуазиту та ін.); III – стійких продуктів звітрювання (каолініту і гідрооксидів заліза); IV – кінцевих продуктів звітрювання (латеритний горизонт з мінералами вільних оксидів алюмінію і заліза).

З давніми корами звітрювання Українського щита та інших регіонів України пов'язані родовища багатьох видів мінеральної сировини, які поділяють на такі типи та підтипи:

А. Залишкові (елювіальні):
власне гіпергенні;
реліктові.

Б. Перевідкладені (осадові):
кластогенні:
а) ближнього знесення;
б) дальнього перенесення;
хемогенні та змішані.

Власне гіпергенними є родовища корисних копалин, складені переважно глинистими мінералами, що утворені в процесі звітрювання та глибокого хімічного перетворення материнських порід. До цієї групи належать родовища первинних каолінів, латеритних бокситів і бурих залізняків, гіпергенні руди Ni та Co, вермикуліту та ін. Реліктовими є родовища стійких акцесорних мінералів, які вивільняються внаслідок руйнування вихідних порід і не зазнають суттєвих змін, – розсипища ільменіту (лейкоксену), рутилу, апатиту, каситериту, тантало-ніобатів, золота та ін.

До реліктових зачислені також родовища, утворені дещо підвищеними концентраціями в корах звітрювання корисних породотвірних компонентів вихідних порід – мікрокліну (лужні каоліни), графіту та ін.

Перевідкладені кластогенні родовища ближнього знесення утворилися внаслідок розмивання, перенесення водою й осадження у басейнах седиментації продуктів звітрювання поблизу масивів поширення кори звітрювання. Вони просторово і за часом утворення близькі до першоджерела. До них належать більшість вторинних каолінів, осадові боксити, переважно делювіальні й алювіальні розсипища акцесорних мінералів. Унаслідок тривалого переробітку, транспортування і наступної концентрації у сприятливих умовах продуктів кір звітрювання утворилися родовища перенесення, які втратили безпосередній зв'язок з першоджерелами і відірвані від них як просторово, так і в часі. До них зачислені деякі родовища вторинних каолінів, прибережно-морські, рідше алювіальні розсипища, акцесорні тощо.

До хемогенних і змішаних належать родовища корисних копалин, складених мінералами, що утворюються у водних басейнах седиментації з елементів, винесених із кір звітрювання у розчинах – манганові руди нікопольського типу, керченські залізні руди, мідисті пісковики Донбасу, фосфорити та ін.

Унаслідок хімічного звітрювання мінералів за участі CO_2, H_2O і O_2 збільшується об'єм суми всіх продуктів звітрювання у 1,5 раза порівняно з об'ємом вихідних порід.

VII. Розподіл та форми геохімічної міграції елементів

Схарактеризовані форми міграцій речовин, властиві гумідним поясам, не залежать від фізико-хімічних особливостей окремих ділянок. Постає запитання: чи залишаються ці форми сталими на різних ареалах гумідних зон, або ж чи зміняться вони під впливом конкретних фізико-хімічних умов?

У різних виділених вище групах процес відбувається порізному. Група перша, утворена легкорозчиненими сполуками, які створюють досить ненасичені розчини, зберігають без змін свою форму міграції на всіх ділянках гумідних зон – рівнинних та гірських, у тропічних областях та на крайній півночі. Те саме стосується четвертої групи, у якій міграція відбувається практично лише у вигляді завісі та волочінням по дну. Ця форма міграції у четвертій групі також практично повсюдна й однотипна на найрізноманітніших ділянках гумідних поясів.

Зовсім інакше процеси проходять у другій (карбонатній) та третій (залізній) групі, де міграція відбувається частково у вигляді розчинів, а частково у вигляді завісі. Обидві ці групи досить чутливі до фізико-географічних умов і різко змінюють форми міграції на різних ділянках гумідних областей.

Щоб розкрити закономірності цих змін, розглянемо форми міграції $C_{орг}$, Ca, Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu у річках Чорноморського басейну. З них Прип'ять тече в умовах рівнинної та заболоченої області; Дніпро – також рівнинної, однак менш заболоченої; Дон – серед рівнинної, більш розчленованої території; Кубань та Дунай починаються з гір, а потім течуть по рівнині; Чорух та Ріоні – гірські річки.

У паводковий період у гирлі кожної ріки було відібрано по 108 л води. У лабораторних умовах з води виділено та кількісно визначено завись; решта містила колоїдні й істинні розчини. Потім завись та розчини аналізували хімічно на зазначені вище десять елементів і, крім того, спектроскопічно на Ga, Be, Sr, Pb, Zn. Знаючи в кожній пробі води загальну кількість суспендованого та розчиненого матеріалу і відсотковий вміст кожного елемента в завісі та в розчині, можна було розрахувати, яка частина елемента від загальної його маси, яку переносить ріка, йде у суспендованому і яка в розчиненому стані; ці частини виражали у відсотках від загальної суми елемента.

Розгляд цих даних розкриває низку суттєвих закономірностей.

Існує деяка кількість елементів: V, Cr, Ni, Co, Be, Ga, Zn, які навіть у найбільш рівнинній р. Прип'ять мігрують лише у вигляді завісі, не утворюючи розчинів. Посилення розчленованості рельєфу водозбору суттєво не позначається на формах міграції цих елементів. Деколи в окремих ріках виникають невеликі ознаки їхнього перенесення в розчиненому стані, проте сьогодні не можна зафіксувати чітко виражених закономірностей, а кількість розчиненого матеріалу завжди різко поступається кількості суспендованого.

Водночас існують інші елементи: Fe, Mn, P, Pb, Be, Ba, Cu, Sr, Ca,

$C_{орг}$, у перенесенні яких розчини завжди беруть участь, але в змінних кількостях, які чітко залежать від розчленованості району. У басейні р. Прип'ять роль розчинів значна: 74 % у заліза; 94 % у свинцю; 88 % у олова тощо, до 100 % у кальцію. За умов переходу до рік зі щораз більше розчленованим рельєфом роль розчинів

прогресивно спадає, а у зависі – зростає, зокрема, у р. Чорух усі елементи починають мігрувати практично у вигляді зависі. Отже, у разі посилення розчленованості рельєфу – тектонічної активності регіону – міграція елементів у річках щоразу більше набуває форми переміщення в складі суспендованого матеріалу, розчинена ж їхня частина кількісно зменшується. Потрібно пам'ятати, що тут ідеться не про абсолютні величини розчиненої та суспендованої частини кожного елемента, а лише про співвідношення між ними, що не одне й те саме.

Якщо прийняти роль розчинів у міграціях елементів за мірило їхньої геохімічної рухомості, то вивчені в річках Чорноморського басейну елементи можна поставити в такий ряд: (V, Cr, Ni, Be, Ga, Zn)→Fe→Mn?→P→(Pb, Sn)→Ba→Cu→Sr→Ca.

Для правильного розуміння необхідно мати на увазі, що цей ряд зовсім не є сталим і змінюється в різних фізико-географічних умовах. Зокрема, ряд рухомості р. Об має вже дещо інший вигляд.

Ряди рухомості, визначені для давніх басейнів, такі [126]:

для Донбасу (світа C_2^6)

(Ga, Pb, Zn, Ni)→(Cr, V, Be)→Fe→Cu→P→Mn→Ba→Sr;

для другого Баку (D_3^1)

(V, Cr, Ni, Co)→(Pb, Ga)→Fe→P→Cu→Mn→(Ba?)→Sr.

Як бачимо, розміщення елементів зберігається лише в загальних рисах, у деталях же відбуваються помітні зміни: один і той же елемент або група можуть бути або більш, або менш рухомими. Пояснюють це тим, що кожний елемент входить до складу багатьох мінералів, більш або менш розчинних. Коли на водозборах наявні породи, багаті на більш розчинні мінерали, то цей елемент набуває більшої рухомості, переміщаючись у ряду праворуч; коли материнські породи містять слабкорозчинні мінерали, то елемент втрачає рухомість і переміщається у ряді ліворуч. Отже, для елементів, які мігрують у ріці, немає постійного ряду рухомості. Є тільки загальна тенденція окремих елементів та їхніх груп розташовуватись або ближче до початку ряду, або ближче до його середини чи кінця.

Викладене має ще й інший, глибший зміст. Розподіл елементів у ряді геохімічної рухомості засвідчує вплив переважно індивідуальних фізико- хімічних властивостей елементів на їхню міграційну здатність за умов поверхні Землі. Зменшення ж рухомості взагалі всіх елементів під час руху зліва направо свідчить про вплив фізико-географічних умов на форми міграції елементів і, зокрема, про вплив тектонічного режиму, який визначає характер рельєфу водозбірних площ, а звідси – маси суспендованого матеріалу, який рухається. Отже, на форми міграції елементів впливають власне їхні фізико-хімічні властивості та фізико-географічні умови, у яких елементи мігрують. Особливо необхідно наголосити на наявності й особливо важливій ролі саме другого чинника – геологічного середовища, оскільки до цього часу в геохімічних працях, услід за В. Гольдшмідтом [34] та А. Ферсманом [136], беруть до уваги лише фізико-хімічний чинник.

VIII. Колоїдні системи

Систему, утворену з частинок подрібненої речовини, називають дисперсною. Існують системи, у яких подрібнені (дисперговані) речовини і середовище, у якому вони містяться, утворюють гетерогенну суміш. Дисперговані речовини таких систем називають дисперсною фазою, а середовище, у якому вони містяться, – дисперсійним середовищем. На властивості рідких дисперсних систем впливає ступінь подрібненості (дисперсності) дисперсної фази. Залежно від розмірів частинок дисперсної фази розрізняють:

1) істинні розчини;

2) колоїдні розчини;

3) грубодисперсні системи.

Істинними розчинами називають дисперсні системи, у яких молекули або йони твердої речовини мають рівномірний розподіл серед молекул розчинника. Розчинена речовина і розчинник у

істинних розчинах утворюють єдину однорідну рідку фазу, у якій немає поверхні поділу між дисперсною фазою і дисперсійним середовищем. Однією з характерних особливостей істинних розчинів є те, що механічним способом неможливо розділити розчинник і розчинену в ньому речовину. Детальніша характеристика істинних розчинів наведена вище.

Колоїдні системи мають розмір частинок дисперсної фази в межах від 1 до 100 нм. Такі системи іноді називають золями, а якщо дисперсна фаза перебуває в рідкому середовищі, – колоїдними розчинами. Залежно від природи речовини середовища розрізняють гідрозолі, аерозолі тощо. З погляду термодинаміки колоїдні системи є нерівноважними.

Залежно від міцності зв'язку частинок дисперсної фази з частинками середовища колоїдні системи поділяють на ліофільні (колоїдні частинки сильно взаємодіють з середовищем) і ліофобні (частинки практично не взаємодіють із середовищем). Якщо середовищем є вода, то ліофільні системи називають гідрофільними, а ліофобні – гідрофобними. До ліофобних колоїдних систем належать золі металів, сульфідів металів тощо, до ліофільних – золі білкових речовин, клеї, крохмаль, каучук і деякі інші.

Колоїдні розчини відрізняються від суспензій значно більшою стійкістю. Золі можуть зберігатись практично необмежений час без будь-яких змін, оскільки найголовнішою особливістю колоїдних розчинів саме і є їхня стійкість у часі, зумовлена двома головними причинами: наявністю електричного заряду в колоїдних частинок і сольватної оболонки з молекул розчинника.

Утворення колоїдної системи може відбуватися двома шляхами:

1) сполученням (агрегацією) окремих молекул, атомів або йонів;
2) диспергуванням частинок розчиненої речовини до досягнення ними розміру колоїдних.

Колоїдні розчини можна видобувати як хімічними, так і фізичними методами (проведенням окисно-відновних реакцій, гідролізом, механічним та електричним подрібненням, тощо). Для досягнення колоїдного стану системи потрібно не тільки домогтися

певного ступеня подрібненості речовини, а й забезпечити відповідні умови для збереження цього ступеня подрібненості за допомогою стабілізатора. Стабілізаторами можуть бути електроліти, дисперсійне середовище та інші чинники.

Колоїдні частинки перебувають у безперервному броунівському русі, що забезпечує рівномірність їхнього розподілу в об'ємі колоїдного розчину.

Якщо знати електричні властивості колоїдних систем, то можна скласти схему будови частинок ліофобного колоїду. У центрі колоїдної частинки розміщене ядро, яке складається з міцно сполучених між собою молекул або йонів речовини дисперсної фази. Поверхня ядра вкрита адсорбційним шаром, що складається з адсорбованих іонів з надлишком зарядів одного знака. Ядро разом з адсорбційним шаром називають гранулою. Навколо гранули в дисперсійному середовищі можна виділити дифузійний шар, у якому розміщені гідратовані протийони відносно йонів адсорбційного шару. Гранулу, оточену дифузійним шаром, називають міцелою.

До складу адсорбційної частини подвійного електричного шару входять потенціалвизначальні йони і деяка частина протийонів. Решта протийонів утворює дифузну частину подвійного електричного шару. Швидкість переміщення дисперсної фази в постійному електричному полі визначена електрокінетичним потенціалом на поверхні зміщення, який називають дзета-потенціалом (ξ-потенціалом). Уважають, що знак заряду потенціалу збігається зі знаком заряду твердої поверхні.

Незважаючи на мале значення (0,001–0,10 В), дзета-потенціал відіграє важливу роль у стійкості колоїдних розчинів.

Будову міцели ліофобної колоїдної часточки можна записати схематичною формулою. Наприклад, для колоїдної часточки сульфіду арсену $As_2Sз$ схематично формулу міцели записують так:

$$‘\{(As_2S_3)m\ n\ HS^-\ (n - x)\ H\}x-\ x\ H^+$$

Ядро Адсорбційний шар Дифузний шар

Для цієї системи потенціалвизначальними є йони HS^-, протийонами – H^+.

Ліофобні колоїдні системи виявляють тенденцію до взаємодії частинок з утворенням складніших агрегатів. Процес збільшення розмірів часточок дисперсної фази золю називають коагуляцією. Коагуляція може відбуватися під впливом різних чинників: уведення електролітів, неелектролітів, зниження температури, кип'ятіння, дії сонячного проміння, перемішування тощо. Якщо під час коагуляції розмір частинок, що утворюються, перевищує допустимий розмір колоїдних міцел, то колоїдна система руйнується і замість неї виникає грубодисперсна система. Особливо чутливі колоїдні системи до коагуляції під дією електролітів. Коагуляція зумовлює поступове осідання частинок і виділення їх з розчину у вигляді осаду. Цей процес, що дуже інтенсивно відбувається за умов впадання прісних вод, багатих на колоїдні розчини, у морське середовище, яке є досить насиченим розчином електролітів, називають седиментацією.

Ліофільні колоїдні системи вирізняються великою стійкістю завдяки наявності сольватної оболонки міцел, яка заважає їм злипатися.

Здатність дисперсних систем зберігати властивий їм ступінь дисперсності називають агрегативною стійкістю. Здатність до утворення ліофільних колоїдних систем є характерною для станатної кислоти, желатину, крохмалю тощо. Частинки ліофільного золю, хоч і мають сольватну оболонку, адсорбують на поверхні йони електроліту, які є в розчині, і мають електричний заряд, що також зумовлює високу стійкість ліофільних золів.

Ліофобні золі менш стійкі порівняно з ліофільними. Негативно заряджені частинки ліофобних золів у разі додавання електролітів зазнають коагулювання тим ліпше, чим більший заряд катіонів електроліту. Для коагуляції позитивно заряджених частинок золів доцільніше брати електроліти, що утворюють високозаряджені аніони.

Є такі загальні правила коагуляції колоїдних систем:

1) усі електроліти, взяті у певних концентраціях, здатні спричиняти коагуляцію колоїдних систем;
2) для коагуляції потрібна певна кількість електроліту, що називають "порогом коагуляції";

3) коагуляція починається поблизу ізоелектричного стану (дзета-потенціал змінюється від максимального значення на поверхні твердої фази до нуля в адсорбційному шарі);
4) коагулювальним є іон, що має протилежний знак щодо знака заряду колоїдної частинки;
5) коагулювальна дія йонів зростає зі зростанням їхніх зарядів.

Явище коагуляції колоїдних розчинів дуже поширене в природі і є предметом досліджень у біології, геології, техніці та промисловості. Внаслідок процесів коагуляції, що відбуваються під дією електролітів морської води, ***випадають маси осадів із річкової води у гирлах річок, що впадають у море.*** Як зазначив М. Страхов [127], ***у вигляді колоїдів переносяться сполуки Fe, Mn, P, а також елементів таких, як*** (V, Cr, Ni, Co, Cu та ін.). Характерною рисою цієї групи сполук є схильність їх утворювати, окрім істинних, колоїдні розчини, які відіграють важливу роль у приповерхневій міграції багатьох елементів і сполук. Лише сполуки фосфору здатні утворювати стійкі йонні розчини. Залізо в дуже невеликій кількості міститься в розчинах у йонній формі, як Fe^{+2} у $Fe(HCO_3)_2$. Однак ця сполука є нестійкою, і якщо навіть її виносять у значних кількостях ґрунтові кислі води до річок, то вона швидко і майже повністю окиснюється, осаджуючи залізо у вигляді Fe_2O_3 x nH_2O. Більша частина розчиненого заліза мігрує як золь $Fe(OH)_3^+$, захищений колоїдною ***органічною речовиною*** або золем SiO_4^{2-}, а також як колоїдні комплексні залізоорганічні сполуки (ґумати заліза). Те саме стосується манґану і багатьох інших елементів.

Важливе значення для осадження розчинних сполук має взаємодія протилежно заряджених колоїдів. Імовірно, відбувається взаємне осадження колоїдів $[SiO_4]^-$ і $Fe(OH)_3^+$ за умов утворення джеспілітів та сучасних залізистих осадів; $Al(OH)_3^+$ і глинистих частинок (-) в алітових осадах; $Al(OH)_3^+$ і $[SiO_4]^-$ за умов формування аутигенних глинистих мінералів. За дуже високої концентрації колоїдів у прибережній частині моря осаджується лише частина їх, інша ж переноситься до внутрішніх зон моря. ***Значну роль у рухливості та міграційній здатності колоїдів***

відіграє наявність стабілізаторів. Завдяки їм колоїди Fe, Mn, Al не лише не осідають у ріках, а й можуть проникати навіть у центральні частини морських басейнів, де осідають, започатковуючи рудні концентрації цих елементів.

Грубодисперсними називають системи, у яких містяться частинки дисперсної фази за розмірами більші ніж 100 нм. Ці частинки перебувають у рідині в завислому стані. До грубодисперсних систем належать **суспензії й емульсії**. ***Суспензії – це системи, до складу яких входять частинки твердої речовини, завислі у рідині. Емульсії – це системи, у яких частинки однієї рідини зависають у середовищі іншої рідини***. Прикладом емульсії може бути молоко.

Груба дисперсія з річкових вод осідає за умов потрапляння в море поблизу берега. Вона становить понад 50 % річного стоку, що перебуває у завислому стані. У центральні частини басейнів зносяться переважно частинки діаметром близько 0,10 мк. Це звичайно неорганічні сполуки, серед яких до 75 % колоїдних частинок розміром до 0,1 мк – сполуки Ca, Fe, SiO_2, Mg, фосфати та ін.

Осадження речовини з розчинів визначене ступенем їхньої розчинності. Розчинність головних складових частин осадових порід хімічного походження змінюється у дуже невеликих межах. Залежно від розчинності суттєво змінюється сам характер випадання цієї сполуки з розчину. Погано розчинні у воді сполуки – оксиди Al, Fe і Mn – переміщаються переважно у вигляді колоїдів і осаджуються внаслідок їхньої коагуляції. ***Кремнезем і фосфатні сполуки переносяться і випадають як з колоїдних, так і з істинних розчинів. Карбонати і сульфати Ca та легкорозчинні хлориди Na, K, Ca, Mg осаджуються майже виняткова з істинних розчинів і дуже зрідка утворюють колоїдні системи. Розчинність сполук Al, Mn і Fe залежно від фізико-хімічних параметрів розчину змінюється в десятки і сотні разів***, однак навіть максимальна їхня розчинність є мізерною.

IX. Строматоліти і строматолітоутворення

На ранніх стадіях вивчення строматоліти уявляли залишками багатоклітинних еукаріотів – губок, коралів або мохів. За ступенем складності вони нагадували дослідникам скелети багатоклітинних еукаріотів. Пізніше до можливих строматолітоутворювачів дослідники зачислили міксоміцети. Подальше вивчення строматолітів дало змогу однозначно пов'язати їхнє утворення з життєдіяльністю колоній нитчастих ціанобактерій. Це було з'ясовано внаслідок виявлення залишків ниток у викопних строматолітах і підтверджено дослідженнями їхніх сучасних аналогів. Так принципово змінилося уявлення про строматолітоутворювачів, і виникнення споруди пов'язували вже з життєдіяльністю не окремого організму, а з колонії. Приблизно на початку 30-х років XX ст. у різних країнах почали вивчати строматоліти, що дало змогу дослідникові Н. Дінгельштедту 1935 р. вперше зіставити уральські строматоліти з аналогічними спорудами докембрійських товщ Америки і Китаю. Він висловив сподівання на подальше успішне використання строматолітів у стратиграфії. З подальшим вивченням закономірності розподілу строматолітів у розрізах виявилися тими ж, що й у фанерозойських скелетних залишків еукаріотних організмів.

X. Схеми осадової хімічної диференціації

Схему осадової хімічної диференціації відразу ж справедливо критикували, зокрема, на першій Всесоюзній літологічній нараді й особливо у працях М. Страхова [124–130]. Це питання детально розглянуто в книзі В. Фролова "Литология" [138].

По-перше, **у схемі мало враховано вплив клімату, який відіграє не меншу, а можливо, і більшу роль, ніж тектонічний чинник.** Клімат визначає склад осадів суходолу, а також океанів як безпосередньо, через широтну (кліматичну) зональність, так і через матеріал, що зноситься з суходолу. **Тому ряд хімічної диференціації Л. Пустовалова** [107] **вийшов узагалі нереальним: ніде на Землі не можна знайти фаціального профілю, який би починався рудами заліза і закінчувався евапоритами,** тобто **солями**. Це штучний ряд, у якому змішані відрізки цілком різнорідних послідовностей – самостійних рядів диференціації гумідного й аридного кліматів. Мабуть, відчуваючи цю штучність, Л. Пустовалов намагався вийти з неї ще більш штучними побудовами – відриванням від відповідного етапу розвитку фази випадіння солей, яку нерідко відкладав на десятки мільйонів років після випадіння початкових і середніх компонентів ряду до кінця геотектонічного циклу або навіть у новий цикл (з каледонського у герцинський і т.д.). У цьому разі не враховано, що розчинений матеріал в океані швидко знеособлюється, змішуючись з величезними запасами солей у гідросфері. **Лише клімат регулює випадіння хлоридів і сульфатів, більшості карбонатів, а також частини теригенного матеріалу.** М. Страхов [127] довів, що треба розробляти **самостійні схеми диференціації для всіх типів літогенезу, тому що за однією схемою їх не описати. Наприклад: вугілля, боксити, латеритні залізні руди утворюються лише за умов гумідного клімату, а мідні, свинцеві й цинкові руди, доломіти, солі – лише за аридного.**

По-друге, **мало враховано життя й органічну речовину**. Л. Пустовалов [107], як і багато інших геохіміків, уважав, що життя лише тоді суттєво виявиться в седиментології, як будуть узгоджуватися хімічні умови та хімічна диференціація. Наприклад, біогенне осаджування кремнезему, вапна та інших біогенних компонентів буде ефективним лише за умов насичення ними морської води. В іншому разі вода все одно зведе нанівець роботу біоседиментації, оскільки розчинить осад**. Це яскравий приклад безпорадності точних наук,** не здатних піднятися вище, до правильної оцінки біологічного або геологічного рівня організації матерії, і зрозуміти

явища та процеси, які здаються їм неможливими і забороненими, і які зумовлені комбінацією багатьох незалежних чинників або дією одного, антиентропійного чинника, наприклад, життя. **Життя створює осад і в агресивному (**наприклад, недосиченому цим компонентом**) середовищі, якщо виділяє його у масових кількостях (рифи, кременеві осади** тощо**), і,** окрім того**, може змінювати хімізм середовища, тобто саме є первинною хімічною домінантою**. Пишний розквіт життя визначений багатьма чинниками, а хіміки нерідко вибирають як домінантний (визначальний) другорядний. Наприклад, наявність у морській воді кремнезему або вапна для побудови кістяка; вони вважають: якщо вода ними ненасичена, то скелети після осадження розчиняються, та й сам біос не буде розвиватися у масових кількостях. Насправді ж домінантними чинниками для розвитку життя є поживні речовини, температурні й газові умови. А матеріал для кістяка вони добудуть, навіть якщо його немає у воді, як це відбулося у вже згаданому досліді з діатомеями. Крім того, біогенні кристалики часто захищені кератиновими й іншими оболонками, які ускладнюють їхнє розчинення в агресивних середовищах.

Органічна речовина в осаді визначає майже всі процеси сингенезу та діагенезу і нове мінерало- та породоутворення.

По-третє, у схемі не враховано форм перенесення ріками головних компонентів осадів та конкретних механізмів їхнього осадження. Це не обов'язково кристалізація або осадження з дійсних розчинів, а й коагуляція колоїдних розчинів, концентрація в осаді на стадії сингенезу та діагенезу і конденсація за умов перемивання, випадання з механічних суспензій (руди Fe, Mn та ін.) Усе це створює концентрації сполук у різних фаціях поперечного профілю берег–центр водойми. Часто тверда фаза, що хімічно виділилася, розподіляється й осаджується далі вже за законами механічної диференціації.

По-четверте, хімічна диференціація визначена наявністю конкретних геоморфологічних пасток, які перехоплюють матеріал на різних відтинках шляху, наприклад, **глиноземний – у карстових лійках, залізорудний – у лагунах** та інших западинах дна, а це не враховано у схемі. Якщо над якою-небудь

точкою морського дна утворилась тверда фаза (наприклад, вапно в разі пересичення ним морської води), то це ще не свідчить про її випадання в осад. Якщо немає пастки, тверда фаза осадиться у глибших зонах.

По-п'яте, **вплив тектонічного режиму оцінено однобічно, часто переоцінено активні його стадії і недооцінено пасивні, під час яких формується більшість хемогенних та рудних утворень.**

Можна було б продовжити перелік чинників осадонагромадження і хімічної диференціації, які суттєво змінюють послідовність випадіння хемогенних осадів, передбачену у схемі Л. Пустовалова [107]. Однак зазначимо про її **загальну слабку методичну сторону – автогенетичність: фактично єдиною причиною хімічної диференціації автор уважає власні властивості речовини та хімічних елементів, а вужче – лише їхню розчинність**. Вище йшлося про те, як багато інших чинників керують хімічною диференціацією, часто діючи у різних, у тому числі й протилежних напрямах. Усе це свідчить про складність і різноманітність процесу осадження і його малу передбачуваність. Теорія хімічної диференціації Л. Пустовалова перетворюється фактично в теорію автогенезу, ніби дану на всі часи й на всі умови та обставини.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Алекин О.А.* Химия океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 248 с.

2. *Алекин О.А.* Основы гидрогеохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 444 с.

3. *Аскинази Д.Л.* Фосфатный режим и известкование почв с кислой реакцией. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. – 216 с.

4. *Баас Ю.Б.* Кора выветривания кристаллического фундамента // Никопольский марганцевый бассейн. – М.: Недра, 1964. – С. 37–48.

5. *Баас-Беккинг Л.Г.* и др. Пределы колебаний pH и окислительно-вос-становительных потенциалов природных сред // Геохимия литогенеза. – М.: ИЛ, 1963. – с. 11–84.

6. *Байков А.А., Седлецкий В.И.* Литогенез (мобилизация, перенос, седиментация, диагенез осадков). – Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ Вш, 1997. – 448 с.

7. *Бгатов В.И.* История кислорода земной атмосферы. – М.: Недра, 1975. – 261 с.

8. *Бгатов В.И.* Земная атмосфера и коры выветривания // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. – М.: Наука, 1989.

9. *Безбородов Р.С.* Краткий курс литологии. – Изд-во УДН, 1989. – 313 с.

10. *Бергер М.Г.* Терригенная минералогия. – М.: Недра, 1986. – 227 с.

11. *Билибин Ю.А.* Основы геологии россыпей. 2-ое изд. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 472 с.

12. *Блютген И.* География климатов. – М.: Прогресс. – Т.1, 1972. – 428 с.

13. *Бобровник Д.П.* Петрографія осадочних порід. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1974.

14. *Богданов Ю.А.* и др. О современном пелагическом осадочном процессе в Тихом Океане // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 247. – № 2. – С. 429–433.

15. *Вальтер И.* Законы образования пустынь. – 1911. – 201 с.

16. *Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений солей. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1962. – 396 с.

17. *Верзилин Н.Н.* Методы палеографических исследований. – Л.: Недра, 1979. – 247 с.

18. *Вернадский В.И.* Очерки геохимии. – Л.: ОНТИ, 1934.

19. *Вернадский В.И.* Труды по истории науки в России. – М., 1988. – 467 с.

20. *Вильямс В.Г.* и др. Петрография. – М.: ИЛ, 1957. – 425 с.

21. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород.– М.: Мир, 1969. – 245 с.

22. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. – М.: Изд-во АН СССР, 1957.

23. *Виноградов А.П.* Химия земли // Глазами ученого. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 319.

24. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. – М, 1967. – 216 с.

25. *Вологдин А.Г.* Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. – М.: Недра, 1975. – 271 с.

26. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир, 1968. – 368 с.

27. *Гаррелс Р.М., Макензи Ф.* Эволюция осадочных пород. – М.: Мир, 1974. – 270 с.

28. Геологический словарь. Т. 1. – 1973.

29. *Гинзбург И.И.* Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале // Тр. ИГН АН СССР. Сер. Минералогия, геохимия. – Вып. 31. – № 6. – 1947. – 192 с.

30. *Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А.* Минералы древней коры выветривания Урала. – М.: Изд-во АН СССР, 1951. – 715 с.

31. *Гинзбург И.И.* Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1957. – № 12. – С. 61-88.

32. *Гинзбург И.И.* Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. – Вып. 6. – 1963. – С. 71–101.

33. *Глинка К.Д.* Почвоведение. – М.: Госгеолиздат. – 4-ое изд. – 1931.

34. *Гольдшмидт В.М.* Основные работы по геохимии и кристаллохимии // Основные идеи геохимии. – Вып. 1. – 1933. – С. 7–15.

35. *Гольдшмидт В.М.* Сборник статей по геохимии редких элементов. – Л.; М.: ГОНТИ-НКТП СССР, 1938. – 244 с.

36. *Горшков Г.П., Якушева А.Ф.* Общая геология. – М., 1973.

37. *Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология: Пер. с польского. – М.: Недра, 1980. – 640 с.

38. *Грим Р.Е.* Минералогия глин. – М., 1956. – 454 с.

39. *Додатко А.Д.* Условия образования мезозойской коры выветривания Украинского щита // Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. – 1971. – Вып. 4. – С. 40–53.

40. *Додатко А.Д.* О методах определения миграционной способности элементов в коре выветривания // Коры выветривания на территории УССР. – Т. 2. – Киев, 1971. – С. 67–77.

41. *Додатко А.Д.* К вопросу об эволюции процессов выветривания в постархейской истории Земли // Геолог. Журн. – № 4. – 1982. – С. 80–86.

42. *Додатко А.Д., Дорфман Я.З.* Площадная кора выветривания на железистых кварцитах Северного Криворожья // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1974. – № 8. – С. 129–138.

43. *Додатко А.Д., Виноградов Г.Г.* О латеритном характере и времени формирования коры выветривания на Побужье // Коры выветривания на территории УССР. – Т. 1. – Киев, 1971. – С. 230–239.

44. *Докучаев В.В.* Русский чернозем. – 1935.

45. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. – М., 1962. – 710 с.

46. *Зинчук Н.Н., Затхей Р.А., Хмелевский В.А.* Геохимические особенности коры выветривания на терригенно-карбонатных породах Западной Якутии. – М.: ВИНИТИ, 1979. – 21 с.

47. *Зинчук Н.Н., Хмелевский В.А., Борис Е.И., Затхей Р.А.* Литология древних осадочных толщ в районах развития кимберлитового магматизма. – Львов: Вища школа, 1985. – 200 с.

48. *Казанский Ю.П.* Седиментология. – Новосибирск: Наука, 1976. – 272 с.

49. *Казанский Ю.П.* Введение в теорию осадконакопления. – Новосибирск: Наука, 1983. – 223 с.

50. *Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г.* и др. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). – Новосибирск: Наука, 1987. – 212 с.

51. *Казанский Ю.П., Бетехтина О.А., Ван А.В.* и др. Осадочные породы (состав, текстура, типы разрезов). – Новосибирск: Наука, 1990. – 269 с.

52. *Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения западной Сибири. – М.: Гостехиздат, 1958. – 324 с.

53. *Казаринов В.П.* и др. Выветривание и литогенез. – М.: Недра, 1969.

54. *Келлер В.Д.* Основы химического выветривания // Геохимия литогенеза. – М.: ИЛ, 1963. – С. 83–195.

55. *Кленова М.В.* Континентальный литогенез. – Новосибирск, 1978. – 165 с.

56. *Кононова И.М.* Органическое вещество. Его природа, свойства и методы изучения. – М., 1963.

57. *Косовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья // Тр. ГИН АН СССР. – 1962. – Вып. 63. – 206 с.

58. *Косовская А.Г.* Специфика процессов осадочного минералообразования в океанах и на континентах // Тр. 27 сессии МГК. Литология (осадочные породы). Доклады. – Т. 4. – М., 1984. – С. 9–14.

59. *Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. – М.: Недра, 1986. – 247 с.

60. *Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М.* Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов // Термодинамика геохимических процессов. – М.: ИЛ, 1960. – С. 73–121.

61. *Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях: Учебн. пособие. – М.: Высш. шк., 1971. – 368 с.

62. *Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова А.Н.* Учение о фациях с основами литологии: Руководство к лабор. занятиям. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 214 с.

63. *Кротов Б.П.* О генезисе железных руд Кривого Рога // Геология и Генезис руд Криворожского железорудного бассейна. – М.: Изд-во АН СССР, 1955.

64. *Кротов Б.П.* Дифференциация элементов при выветривании // Тр. ИГЕМ. – 1969. – Вып. 35.

65. *Куковский Е.Г.* Закономерности в структурных превращениях минералов при выветривании // Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. – Минск, 1969.

66. *Куковский Е.Г.* Превращения слоистых силикатов. – Киев: Наук. думка, 1973. – 103 с.

67. *Курносов В.Г.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. – М., 1986. – 252 с.

68. *Кухаренко А.А.* К вопросу об ориентации галек в речном потоке // Зап. Всеросс. мин. об-ва. – 1948. – Ч. 77. – № 1.

69. *Кухаренко А.А.* Минералогия россыпей. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 318 с.

70. *Лисицин А.П.* Процессы океанической седиментации. – М., 1974. – 435 с.

71. *Лисицин А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988. – 309 с.

72. *Лисицин А.П.* Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. – М.: Наука, 1991. – 205 с.

73. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. – М.: Высш. шк., 1967. – 416 с.

74. *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник для студентов геолог. спец. вузов. – М.: Высш. шк., 1984. – 416 с.

75. *Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И.* Методы определения осадочных пород: Учебн. пособие для вузов. – Л.: Недра, 1986. – 240 с.

76. *Лопатин Г.В.* Эрозия и сток наносов // Природа. – № 7. – 1950.

77. *Лопатин Г.В.* Наносы рек СССР. Образование и переносы. – М., 1952. – 361 с.

78. *Матвеев Ю.Д.* Динамика выветривания осадочных пород. – М., 1972. – 88 с.

79. *Мельник Ю.М., Хмелевский В.А., Затхей Р.А.* Селадонит из выветрелых туффобрекчий базальтов среднего течения р. Вилюй // Минерал. сб. – 1976. – Вып. 1.– 12 с.

80. *Мельничук Э.В.* и др. Миграция элементов в коре выветривания и вопросы количественной ее оценки // Тез. докл. на совещ. по геохимии гипергенеза. – Минск: Изд-во БССР, 1964.

81. *Менделеев Д.И.* Основы химии. 9-е изд. – М. ; Л., 1928.

82. Методы изучения осадочных пород: В 2 т. / Под ред. Н.М. Страхова и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1957.

83. *Милло Ж.* Геология глин. – Л.: Недра, 1968. – 310 с.

84. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях: В 2 т. – М.: Изд-во АН СССР, 1956.

85. *Никитин К.К.* Древняя кора выветривания ультраосновных пород: Тр. ИГЕМ. – М.: Изд-во АН СССР. – 1962. – Вып. 40. – 160 с.

86. *Никитин К.К.* Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. – М.: Недра, 1970. – 214 с.

87. *Никитина А.П.* Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. – Киев: Наук. думка, 1968.

88. *Обручев В.А.* Полевая геология. 3-е изд. – Т. 1. – Л.: ОНТИ, 1931.

89. *Оллиер К.* Выветривание. – М.: Недра, 1987.

90. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М.: Науч. мир, 2004. – 526 с.

91. *Пастернак С.І., Сеньковський Ю.М., Гаврилишин В.І.* Волино-Поділля у крейдовому періоді. – К.: Наук. думка, 1987. – 258 с.

92. *Педро Ж.* Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. – М.: Мир, 1971. – 252 с.

93. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. – М.: Недра, 1972. – 288 с.

94. *Перельман А.И.* Геохимия. – М., 1989. – 528 с.

95. *Петиджон Ф.Дж.* Осадочные породы / Пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 751 с.

96. *Петров В.П.* Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Сер. Петрография. – 1948. – Вып. 95. – № 29. – 99 с.

97. *Петров В.П.* Древние коры выветривания и их генетическое значение // Вопросы петрографии и минералогии. – 1953. – Вып. 1.

98. *Петров В.П.* Основы учения о древних корах выветривания. – М.: Недра, 1967. – 344 с.

99. *Полынов Б.Б.* Кора выветривания. – М., 1934.

100. *Полынов Б.Б.* О геохимической роли организмов // Вопросы географии. – М., 1975. – 104 с.

101. *Приклонский В.А.* Грунтоведение. – Т. 2. – М., 1952. – С. 168–231.

102. *Приклонский В.А.* Изучение физических свойств и химического состава подземных вод. – М.; Л.: ОНТИ, 1955.

103. *Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г.* Литология и литолого-фациальный анализ. – М.: Недра, 1981. – 284 с.

104. *Прошляков В.К., Кузнецов В.Г.* Литология: учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.

105. *Пустыльников А.М.* Седиментогенез: Методич. Разработки по курсу “Петрография осадочных пород”. – Новосибирск, 1994. – 48 с.

106. *Пустовалов Л.В.* Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Проблемы сов. геологии. – 1933. – № 1.

107. *Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. – М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. – Т.1. – 476 с.; Т. 2. – 420 с.

108. *Разумова В.Н., Херасков Н.П.* Геологические типы кор выветривания // Докл. АН СССР. – 1963. – Вып. 143. – № 6. – С. 1373-1381.

109. *Роде А.А.* Почвоведение. – Гослесбумиздат, 1955. – 524 с.

110. *Романова Н.В.* Загальна та неорганічна хімія. – К.: Ірпінь: ВТФ ”Перун”, 2002. – 480 с.

111. *Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии. – Л.: Недра, 1977. – 408 с.

112. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. – М.: Наука, 1990. – 77 с.

113. *Русько Ю.А.* Каолинизация и каолины Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1976. – 160 с.

114. *Рухин Л.Б.* Окаменение осадочных отложений // Вестн. Ленингр. ун-та. – 1953. – № 3.

115. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеографии. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. – 628 с.

116. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. – Л.: Недра, 1969. – 704 с.

117. *Сеньковский Ю.Н.* Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. – Киев: Наук. думка, 1977. – 128 с.

118. *Смирнов Б.И.* Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982. – 669 с.

119. *Смирнов Б.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология рудных месторождений.– 1982. – № 4. – С. 3–20.

120. *Соколова Э.Н.* О комплексных соединениях железа и алюминия с низкомолекулярными органическими кислотами // Кора выветривания. – 1966. – Вып. 7. – С. 111–141.

121. Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича и др. – М.: Недра, 1983. – 509 с.

122. Справочное руководство по петрографии осадочных пород: В 2 т. / Под ред. В.Б. Татарского. – Л.: Госгеолтехиздат, 1958.

123. *Степанов В.М.* Мировой океан. – М.: Знание, 1974.

124. *Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1952. – № 5.

125. *Страхов Н.М.* Образование осадков в современных водоемах. – М.: Изд-во АН СССР, 1954.

126. *Страхов Н.М.* и др. О стадиях осадочного рудообразования и их наименований // Докл. АН СССР. – 1959. – Т. 125. – № 2. – С. 389–392.

127. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1960-1963. – 212 с. – 574 с. – 550 с.

128. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 536 с.

129. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. – М., 1976. – 299 с.

130. *Страхов Н.М.* Проблемы осадочного рудообразоваения. – М., 1986. – 584 с.

131. *Сухов И.М.* Древнейшая кора выветривания на территории Молдавской ССР // Кора выветривания. – 1952.– Вып. 1.

132. *Твенгофел У.Х.* Учение об образовании осадков (перевод). – М. : ОНТИ, 1936.

133. *Теодорович Г.И.* Аутигенные минералы осадочных пород. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 226 с.

134. *Теодорович Г.И.* Учение об осадочных породах. – Л.: Госгеолтехиздат, 1958. – 572 с.

135. *Фагелер П.* Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. – М., 1935. – 129 с.

136. *Ферсман О.Е.* Геохимия. – Т. 2. – Л., 1934.

137. *Фридланд В.М.* Коры выветривания северного Вьетнама // Коры выветривания. – 1963. – Вып. 6. – С. 241–258.

138. *Фролов В.Т.* Литология: В 2 т. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – Т. 1. – 336 с.; 1993. – Т. 2. – 432 с.

139. *Хабаков А.В.* Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала // Изв. Всес. геогр. об-ва. – 1935. – Т. 67. – Вып. 2.

140. *Хабаков А.В.* Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности // Литолог. сб. ВНИГРИ. – 1948. – № 1. – С. 66–85.

141. *Хабаков А.В.* Косая слоистость осадочных толщ, как показатель условий образования // Природа. – 1951. – № 4. – С. 80–84.

142. *Холмс А.* Основы физической геологии. – М.: ИЛ, 1949.

143. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1966. – Вып. 161. – 239 с.

144. *Шанцер Е.В.* Генетические типы четвертичных генетических типов морских отложений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. – № 6. – 1968.

145. *Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. – М., 1958. – 416 с.

146. *Шило Н.А.* Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты // Сов. геология. – 1958. – № 53.

147. *Baas-Becking L.G.M., Parks G.S.* Energy relation in metabolism of auto-tropic bacteries // Phsiol. Rev. – Vol. 7. – 1927.

148. *Baas-Becking L.G.M.* On the cause of high acidity in natural waters, es-pecially in brines // Proc. Konibl. Nederl. Akad. Wet. – Vol. 21. – N 1 k. – 1957.

149. *Baas-Becking L.G.M., Kaplan I.R.* The microbiological origin of the sulphur nodules of lake Eyre // Trans. Roy. Soc. S. Austal. – 1957. – Vol. 79.

150. *Baker C.L.* Role of bentonite in create plains and rockies // Am. Assoc. Petrol. Gtol. Bull. – 1897–1909. – Vol. 34.

151. *Barrell J.* The evolution of the Earth // N.H. – 1918. – 14 p.

152. *Bloomfield C.* Translocation of iron in podzol formation // Nature Land. – 1952. – 170 p.

153. *Boulton G.S.* Modern Artic glaciers as depositional models for former ice sheets. – J. Geol. Soc. Lond. – Vol. 128. – 1972. – 361-393.

154. *Correns C.W., Engelhardt W.* Von. Neue Untersuchungen ůber die Ver-witterung des Kalifedspates // Chemie der Erde. – 1938. – Bd. 12. – S. 1–22.

155. Correns C.W. Die chemische Verwitterung der silikate // Die nature Wissenchaften. – Bd. 2. – 1940. – S. 369–376.

156. *Goldschmidt V.M.* Geochemistry. – Oxford, 1954.

157. *Keller W.D.* Glauconitic mica in the Morrison formation in Colorado // Clays and clay miner. – 1958. – Vol. 5. – 120 p.

158. *Khmelevska E.V.* Upper Jurassic evoporites of southwestern Slope of Earh European Platform // Slovak.Geol.Mag. – Vol. 3. – 1997. – P. 213–216.

159. *Khmelevska E.V., Kovalevych V.V., Peryt T.M.* Changes of seawater composition in the Triassic-Jurassic time as recorded by fluid inclusions in halite // Journ. of Geochemical Exploration. – Vol. 69–70. – 2000. – P. 83–86.

160. *Petrichenko O.I., Khmelevska E.V., Vapnik Y.I.* Chemical composition of brines in the Pliocene Dead Sea basin: A fluid inclusion study of halite // Isr. J. Earth Scien. – 1999. – Vol. 387.– p. 27.

161. *Jenny H. and Overstreet R.* Surface Migration of lons and Contact Exchange // Journ. Phys. Chem. – 1939. – Vol. 43. – 1185 p.

162. *Wilson L.G.* Metabolism of sulfate; sulfate-reduction // Annual Rew. Plant. – 1962. – Vol. 13.

Предметний покажчик

Бактерії азотфіксувальні 47
– хемотрофні 46
біогенний процес 116
Вищі рослини 49
властивості води 151
водневий показник 25
вуглекислий газ 39, 169
вулканізм 77
Галогенез 111
гальміроліз 41, 178
геохімія 58
гідроліз 30
горизонти іхтінолітів або біотурбітів 179
гризуни 45
гумінові кислоти 53
Ґрунтова фауна 44
грунтові водорості 47
– зони 56
Денудація 102
десквамація 12
диференціація 128
– біогенна 143
– механічна 130
– речовини осадова 128
– фізико-хімічна 143
– хімічна 137
– – осадова 142, 199
доломіт 110
доломітизація 110
Евтектика 113
елювій механічний 179
– хімічний 180
епохи короутворення 186
– плавикова 177
– сірчана 176
– соляна 176
клімат 181
коефіцієнт розчинності 157
колоїдні системи 193
концентрація 159
кора звітрювання 65, 181
– – архейська 187
– – допермська 187
– – дотріасова 188
– – передранньокарбонова 187
– – пізньопротерозойська 187
– – ранньопалеозойська 187
– – середньомезозойська 188
– – лінійна 186
– площинна 186
кристалізація 157
Летючі миші 45
листкові екстракти 52
літотипи гальмілітів 179
льодовики 95
Масова частка 160
механізм сальтаційний 64
міграція елементів геохімічна 190
мобілізація речовини 81
молярна концентрація 160
– – еквівалента 160
морозостійкість 13
Окисно-відновний потенціал 37
окисно-відновна межа 162
оолітоутворення 115
органічна речовини 205

Звітрювання 7
– біохімічне 43
– морозне 12
– підводне 41
– фізичне 10
– хімічне 20
земляні черви 44
зони відновлення 164
– халістатичні 163
Інсоляція 14
інтеграція осадова 129
Карбонатизація 172
карбонізація 172
катіонний обмін 177
кислота азотна 175
осадження мікроелементів 131
осадові корисні копалини 70
Птахи 46
Різновиди води 154
розчини 158
– істинні 109, 197
– колоїдні 109, 197
рудоутворення осадове 148
Седиментація біогенна лавинна 129
системи грубодисперсні 197
слимаки 46
сніговики 98
соліфлюкція 86
стадійність звітрювання 58
стійкість мінералів 62
строматоліт 118, 199
строматолітоутворення 199
структура води 151
Твердість 62
тектонічний режим 17
терміти 44
титр 160
тіобактерії 46
Фульвокислоти 53
Хвилювання 93
хелатизація 54
хемогенний процес 105

ХМЕЛЕВСЬКИЙ Віталій Олексійович (28.09. 1937, м. Київ – 25.02. 2010, м. Львів) – літолог, канд. геол.-мін. наук (*Литология неогеновых марганецсодержащих отложений юго-западной окраины Русской платформы*, 1968), доц. (1971). Закінчив геол. ф-т Львів. ун-ту (1959), аспірантуру (1965). У 1959–62 інженер Ін-ту геології корисних копалин АН УРСР (м. Львів); 1965–66 ст. інженер-геолог Львів. проектної організації Облміжколгосп-проект; 1966–70 асист., ст. викладач, 1971–96 доц., 1996–2002 зав. каф., з 2003 доц. каф. петрографії, 1977–2000 заст. декана геол. ф-ту Львів. ун-ту. Наук. інтереси: літологія, мінералогія, геохімія та генезис манганових руд України, алмазоносних відкладів Якутії та України і сучасних озерних відкладів Укр. Полісся. Організатор і наук. керівник міжвузівської студентської наук.-досл. групи "Шельф". Бл. 170 наук. праць, зокр., *Литология древних осадочных толщ районов развития кимберлитового магматизма* (Львов, 1985; с соавт.); *Марганцевые руды Украины* (К., 1993; с соавт.); *Минералы Украинских Карпат* (Ч. 2. 1995; Ч. 3. 2002; с соавт.); *Шацьке поозер'я з характеристикою абіотичних і біотичних екосистем* (Львів, 2008. 215 с.; зі співавт.). Медаль "Ветеран труда", нагрудні знаки Мінвузу СРСР "За отличные успехи в работе" та "За успехи в науч.-исслед. работе студентов". Лауреат конкурсу на кращу монографію, виконану у вузах України (1986) та всесоюзного конкурсу "Екотехніка-82".

ХМЕЛЕВСЬКА Олена Віталіївна (15.07.1962, м. Львів – 26.12.2005, м. Львів) – геохімік, канд. геол.-мін. наук (*Геохимические условия формирования верхнеюрских эвапоритовых отложений юго-западных областей Украины,* 1991), ст. наук. співроб. (2005). Закінчила геол. ф-т Львів. ун-ту (1984), аспірантуру Ін-ту геології і геохімії горючих копалин НАН України (1987). У 1987–2005 мол. наук., наук., ст. наук. співроб. Ін-ту геології і геохімії горючих копалин НАН України, 1995–2005 учений секретар спеціалізованої вченої ради Ін-ту; 1999–2001 доц. каф. петрографії Львів. ун-ту. Наук. інтереси: мінералогія, літологія та геохімія евапоритових відкладів, зокрема, проблема впливу еволюційних змін хімічного складу морських вод на процеси епігенетичного мінералоутворення у соленосних формаціях фанерозою світу. Активно співпрацювала з ученими Польщі, Німеччини, Австралії, Ізраїлю, Словаччини, Швейцарії тощо. Працювала над докторською дисертацією. Бл. 50 наук. праць, зокр., *О вещественном составе пород верхнеюрской эвапоритовой формации юго-западного склона Восточно-Европейской платформы* (Геология и геохимия соленосных отложений нефтегазоносных провинций. Киев, 1990); *Литолого-геохимические и палеогеографические условия образования верхнеюрской эвапоритовой толщи Преддобруджского прогиба* (Львов, 1990); *Chemical composition of brines in the Pliocene Dead Sea basin: a fluid inclusion study of galite* (Jsr J. Earth Sci. 48, 1999; with co-auth.); *Мінералогія водонерозчинних залишків у кам'яній солі нижньотріасового евапоритового басейну Західної Європи* (Геологія і геохімія горючих копалин. 2004, № 3); *Deposition and chemical composition of Early*

Cambrian salt in the eastern Officer Basin. South Australia (Minerals @ Energy, Report Book, 2004; with co-auth.); *Evaporites of Ukraine: review* (Geologikal Society, 2007. Vol. 285. With.-auth).

Сердечна подяка колективу геологічного факультету, шановним рецензентам, співробітникам видавництва ЛНУ ім. Ів. Франка за підтримку, розуміння і допомогу.

Написаний авторами навчальний посібник виходить у пам'ять про них, працьовитих, талановитих і просто дорогих мені людей.

Дружина, мама

Навчальне видання

Хмелевський В.О.
Хмелевська О.В.

ЛІТОЛОГІЯ

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Навчальний посібник

Редактор *Мирослава Мартиняк*
Технічний редактор *Світлана Сеник*
Комп'ютерне верстання *Наталії Лобач, Наталії Буряк*
Обкладинка *Василь Роган*

Формат 60x90/16. Умовн. друк. арк. 13,8.
Тираж 300 прим.

Видавець і виготовлювач:
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Університетська, 1, Львів, 79000.

Свідоцтво
про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Хмелевський В.О.

Х 65 Літологія : Седиментогенез : Навч. посібник / В.О. Хмелевський, О.В. Хмелевська. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 220 с.

ISBN 978-966-613-895-1.

Розглянуто процеси утворення осадових порід, походження осадового матеріалу, закономірності мобілізації, особливості його перенесення, накопичення і розподілу в різних кліматичних умовах на континентальних схилах і океанічному дні. Особливу увагу приділено корам звітрювання і пов'язаним з ними корисним копалинам. Наведено основні поняття про седиментаційну циклічність, розглянуто еволюцію типів літогенезу в історії Землі.

Для студентів геологічних спеціальностей, географів, ґрунтознавців, широкого кола геологів.

УДК 552.5
ББК Д 344-011+Д 312.21

ISBN 978-966-613-895-1

© Хмелевський В.О., Хмелевська О.В., 2011
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2011