

3. ДОКЕМБРІЙСЬКИЙ ЕТАП РОЗВИТКУ ЗЕМЛІ

Докембрійський етап розвитку Землі тривав близько 4 млрд. років. Згідно з міжнародною хронологічною шкалою він поділяється на акрони, еони, ери та періоди (табл. 3.1).

3.1. Загальні риси становлення земної кори в докембрії

Геологічна історія Землі розпочалася близько 4500 млн. років тому після небулярної конденсації та акреції протопланетної речовини. Цей період називають догеологічним етапом розвитку планети, впродовж якого вона пройшла стадію значного розплавлення, диференціації речовини і виокремлення внутрішніх геосфер.

За даними канадського вченого Д.Шоу догеологічний період тривав протгом 600-700 млн. років. Закінчився він формуванням твердої протокори, складеної анортозитами з підпорядкованим поширенням ультраосновних порід. Руйнування цієї кори шляхом метеоритного бомбардування та контракційного розтріскування зумовило проявлення на її поверхні вулканічних процесів, що призвело до нарощування кори, формування позитивних і негативних форм рельєфу, а також суттєвих змін у складі атмосфери, куди попадали значні об'єми газів, які звільнялися при виверженні вулканів і дегазації магми. Вулканічні виверження сприяли також диференціації речовини і в надрах планети, що зумовило розкислення базит-ультрабазитової магми і формування кислого сіалічного шару. Суттєве значення при цьому належало також процесам руйнування первинної кори на поверхні Землі (первинне вивітрювання, чинником якого виступали гарячі кислотні дощі) та повторного їх переплавлення.

Таблиця 3.1

Загальна стратиграфічна шкала докембрію
(за Стратиграфічним кодексом України, 1997,
з уточненням автора)

Акро- тема	Еонотема	Ерате- ма	Система	Нижня вікова межа в млн.р.	
Протерозой PR	<i>Неопротеро- зой</i> PR ₃	<i>Рифей R</i>	<i>Венд V</i>	Верх- ній V ₂	620±15
				Нижній V ₁	650±20
			Верхній R ₃	1000±50	
			Серед- ній R ₂	1350±20	
		Нижній R ₁	1700		
	<i>Мезопротеро- зой</i> PR ₂			2000	
	<i>Палеопроте- розой</i> PR ₁			2600	
Архей AR	<i>Неоархей</i> AR ₃			3150	
	<i>Мезоархей</i> AR ₂			3400	
	<i>Палеоархей</i> AR ₁			3800	

Таким чином, за початок геологічної історії планети слід вважати час спрямованого формування континентальної (сіалічної) кори шляхом переробки первинної проокеанічної кори

сематичного типу і цей період називають *катархесм*. Він ознаменувався початком диференціації земної кори, що призвело до виникнення своєрідних “островів” протокори континентального типу, яка складалася з вулканогенних комплексів і так званих “сірих гнейсів”, що утворилися внаслідок анатектичних перетворень докатархейської кори.

У *ранньому і середньому архей* відбулося формування океанічної та континентальної кори з чітко вираженою шаруватістю. В цей час вже існували ділянки кори складеної комплексом «сірих гнейсів», які за будовою та складом наближались до кори континентального типу, і ділянки з океанічним типом. Тобто, ранній архей – це вже чітко виражена диференціація кори на два типи – континентальний і океанічний. Завдяки високому тепловому потоку, який в 2-3 рази перевищував сучасний, породи нижньої частини континентальної протокори зазнавали метаморфічних перетворень, а на її поверхні відбувалося формування осадово-вулканогенних товщ. Таким чином, протокора ранньоархейського часу вже характеризувалася тричленною будовою. Зверху знаходився вулканогенно-осадовий шар, його підстеляв шар тоналітів, або шар “сірих гнейсів”, а ще нижче залягав метаморфізований гранулітовий шар.

Зміна структури земної кори призвела до суттєвих змін і в характері будови її поверхні. В *ранньому архей* на земній поверхні чітко вирізнялася єдина протоконтинентальна брила, яка дістала назву *Мегагея* (Велика земля), а вся інша територія нагадувала великий океан названий *Мегаталаса* (Велика вода).

У *пізньому архей* ця протоконтинентальна брила зазнала розколювання, що призвело до формування проторифтових структур, що розділяли «уламки» континентальної протокори, які стали ядрами майбутніх континентів. В межах «внутрішньоконтинентальних» проторифтових западин відбувався інтенсивний вулканізм та осадконакопичення, що призвело до формування потужних вулканогенно-осадових товщ. Одноразом знизився і тепловий потік. Це обумовило зеленосла-

нцеву фацію метаморфізму і формування пізньоархейських зеленокам'яних комплексів.

На початку *раннього протерозою* остигла земна кора зазнала розколу потужними глибинними розломами. Єдина протоконтинентальна брила з майже вже сформованим континентальним типом кори розкололася на окремі ділянки, які стали зародками майбутніх платформ. Тобто початок протерозою – це початок протоплатформено-геосинклінального мегаетапу формування земної кори. Ділянки з континентальною корою (протоплатформи) стали областями розвитку кратонів, а зони глибинних розломів – областями формування первинних геосинклінальних прогинів, які ще називають парагеосинкліналями. Протоплатформені ділянки слугували областю вивітрювання та денудації порід комплексу “сірих гнейсів”, а в парагеосинклінальних прогинах відбувалося формування потужних теригенних товщ, складених конгломератами, сланцями, залізисто-кременистими породами, які перешаровувались з покривами вулканітів основного та ультраосновного складу. Слід також зазначити, що в окремих розрізах раннього протерозою (Балтійський щит) присутні також тиліти, що свідчить про перші зледеніння в історії Землі (так зване *гуронське зледеніння*, вік якого близько 2,6-2,5 млрд. років).

Під кінець раннього протерозою парагеосинкліналі зазнали інверсії. Це призвело до інтенсивного складкоутворення, яке супроводжувалося підвищенням теплового режиму, що зумовило зональне проявлення метаморфізму і, навіть, ультраметаморфізму. Останній сприяв розвитку анатектичних процесів і перетворенню вулканогенно-осадових порід верхньої частини ранньпротерозейських розрізів в ультраметаморфіти, представлені двопольовошпатовими гранітами. Окрім того, в цей час мало місце і вкорінення значних за розмірами масивів гранітів рапаківі, габро-анортозитів, лужних інтрузій.

Завершився ранній протерозой карельською (свекофенською) тектоно-магматичною епохою, результатом якої було

формування ділянок континентальної земної кори, які сьогодні існують у вигляді древніх платформ або кратонів. Це *Східно-Європейська, Сибірська, Китайська, Таримська, Північно-Американська (Канадська), Південно-Американська, Африканська (Африкано-Аравійська), Індостанська, Австралійська і Антарктична*. Припускається, що всі вони склали єдиний материк Мегатею посеред Мегаталаської океанської акваторії.

На початку *пізнього протерозою*, який включає рифей і венд, протоплатформено-геосинклінальний розвиток земної кори досяг апогею, який виразився в формуванні своєрідного прообразу сучасної тектонічної будови земної кори.

У рифей утворилася велика западина *Тихого океану*, виокремилися платформи північної півкулі – *Північно-Американська, Східно-Європейська, Сибірська, Північно-Китайська і Південно-Китайська*. Вигляд південної півкулі визначав суперконтинент (суперплатформа) *Гондвана*. Ділянки, що розділяли зазначені платформи, трансформувались в геосинклінальні пояси неогей – *Північно-Атлантичний (Грампіанська або Каледонська, Іннуїтська, Апалачська геосинкліналі), Урало-Монгольський, Середземноморський (Прототетис), Тихоокеанський (Західно-Тихоокеанська, Східно-Тихоокеанська геосинкліналі)*. Розвиток геосинклінальних поясів відбувався диференційовано. Одні ділянки зазнавали складчастості раніше, інші, пізніше. Впродовж пізнього протерозою нараховується три тектоногенези (тектономагматичних епох): *готська* або *ельсонська* (1,5-1,4 млрд. років тому), *гренвільська* (1,2-1,1 млрд. років тому) і *дальскаська* (0,9-0,8 млрд. років тому). У рифейських геосинкліналях відбувається накопичення вулканогенно-осадових відкладів. На майбутніх платформах, завдяки їхній тектонічній перебудові, виникають авлакогени та внутрішньоплатформні рифтові зони, де також накопичуються осадово-вулканогенні товщі, а на більш тектонічно спокійних ділянках формуються мілководні морські та континентальні відклади. Останні здебільшого характеризуються червоним забарвленням, що вка-

зує на аридні кліматичні умови, проте в рифейських розрізах окремих платформ присутні тиліти, котрі вказують на пізньорифейське зледеніння (*стуртианське*), яке відбувалося близько 750-800 млн. років тому. Його сліди виявлені на теренах Скандинавії, на сході Африки, в Австралії та Китаї.

Завершення рифею ознаменувалося *байкальською фазою складчастості*, яка проявилася 680-480 млн. років тому майже в усіх геосинклінальних поясах і характеризувалася потужним магматизмом, метаморфізмом та складкоутворенням. Регіони де ця складчастість завершилася, так звані *байкаліти*, перетворилися на платформні ділянки земної кори, котрі наростили древні платформи та з'єднали їх між собою. Це призвело до утворення в південній півкулі *суперконтиненту Гондвана*, а в північній існувало три самостійних платформних континентальних брили – *Північно-Американська, Східно-Європейська*, до якої під час байкальської фази приєдналася складчаста структура *Тіману*, і *Сибірська*, нарощена байкалідами *Забайкалля, Патомського нагір'я, Східного Саяну, Єнісейського і Туруханського кряжів*.

Завершує пізній протерозой *вендський* період, який розпочався 670-650 млн. років і тривав 90-100 млн. років. Його початок ознаменувався на всіх материках *лапландським зледенінням*. Вендські осадові та осадово-вулканогенні відклади виявлені як на платформах, так і в межах геосинклінальних областей. Для перших характерні теригенні породи, доломіти, вапняки, а також евапорити (гіпси, ангідрити). Слід зазначити, що це перші в історії Землі евапорити. У відкладах більш ранніх епох вони не встановлені. На теренах байкалід упродовж вендського часу переважали процеси, властиві орогенному режиму. Тут накопичувалися потужні товщі червонобарвних молас і вулканітів.

Таким чином, впродовж докембрійської епохи на Землі були закладені основи структурного плану земної кори, який вдосконалювався в фанерозої. Спершу сформувалася протокора анортозитового складу, пізніше завдяки їй нарощуванню шляхом проявлення вулканічної діяльності та розкислення

первинної протокори утворився комплекс "сірих гнейсів". Впродовж раннього архею земна кора вирізнялася високим тепловим потоком (температура на поверхні досягала 100-300°C) та повсюдною рухливістю (пермобільністю) і здатністю до досить складних пластичних деформацій, за що ранньоархейський етап отримав назву *пермобільної стадії* розвитку земної кори. Підвищений тепловий потік спричинив перетворення первинних порід у грануліти, що призвело до формування під комплексом "сірих гнейсів" гранулітового шару. Ці два компоненти земної кори і склали первинний гранітний шар. Розколювання в пізньому археї первинної пермобільної кори призвело до формування проторифтів, прабразів фанерозойських геосинкліналей, що відмежовували ділянки кори протоконтинентального типу, які стали зародками майбутніх древніх платформ (кратонів).

У ранньому протерозої переважали протогеосинклінальні режими розвитку земної кори. Первинні парагеосинкліналі формувалися на ділянках закладення в археї глибинних розломів, а також в окремих місцях вони успадковували структурний план зеленокам'яних проторифтів. В парагеосинклінальних прогинах накопичувалися потужні товщі теригенних, теригенно-хемогенних і теригенно-вулканогенних відкладів. Завершення протогеосинклінального режиму ознаменувалося складкоутворенням (карельська фаза складчастості), проявленням регіонального поліфазіального метаморфізму, ультраметаморфізму і вкоріненням крупних масивів гранітів рапаківі, габро-анортозитів, лужних інтрузій. Окрім того вже в ранньому протерозої виокремилися ділянки земної кори з платформним і геосинклінальним режимами розвитку. В межах древніх платформ сформувалася потужна і зріла континентальна кора під єдиним суперматериком, який ще називають *Пангея-1* (Мегагея).

Рифей ознаменувався суттєвою тектонічною перебудовою структурного плану земної кори. В північній півкулі виокремилися всі кратони, розділені геосинклінальними поясами, а в південній її частині утворився суперконтинент – *Гондвана* і

субширотна геосинклінальна область *Прототетису*. В межах континентальних ділянок відбувалося формування мілководних і континентальних відкладів, а в геосинклінальних западинах накопичувалися теригенні, карбонатні та вулканогенні відклади.

Венд характеризувався переходом від протогеосинклінального до платформно-геосинклінального режиму розвитку земної кори. На древніх платформах вже був сформований нижній структурних поверх (фундамент) і розпочиналася епоха формування осадового чохла. Тектонічна перебудова зумовила утворення в фундаменті авлокогенів та внутріплатформених рифтів, які з часом переросли в западини або внутрішньоплатформні складчасті споруди.

3.2. Докембрійська атмосфера і гідросфера

Незважаючи на значні успіхи наук про Землю, питання історії формування атмосфери та ідросфери все ще залишається відкритим, так само як немає і однозначної відповіді на пов'язане з ним таке важливе питання як виникнення земного життя.

Більшість дослідників геологічної історії схиляється до думки, що на стадії догеологічного розвитку Земля була оточена атмосферою, яка складалася переважно з *суміші водню, метану та оксиду вуглецю*. Окрім того припускається, що в ній повинні були бути такі гази як *гелій, неон і аргон*, які сьогодні відсутні у земній атмосфері, але їх чимало у Всесвіті. Враховуючи, що на ранніх стадіях свого розвитку Земля володіла незначним гравітаційним тяжінням, згадані гази могли «вивітритися» в космос. З цього можна зробити висновок, що найпервісніша атмосфера була втрачена. Якщо прийняти до уваги відсутність життя в догеологічний час Землі, а також ранніх стадіях її розвитку, слушно припустити, що ця найпервісніша атмосфера була безкисневою. Відповідь на питання про становлення кисневої життєдайної атмосфери мабуть необхідно шукати у процесах формування земної кори.

У металургії існує поняття – «*зонна плавка*». Основна за-

дача цього технологічного процесу, при якому речовина знаходиться в напіврозплавленому стані, полягає в очищенні матеріалу від різноманітних домішок. Саме із зоною плавки О.П.Виноградов порівняв теоретично обґрунтований ним процес утворення мантії і земної кори, враховуючи основні положення «холодної» гіпотези О.Ю.Шмідта, згідно з якою невдовзі після розігріву первинно холодної планети під впливом радіогенного тепла розпочалася диференціація речовини й «розшарування» земної кулі з виділенням внутрішніх геосфер. Утворення мантії та земної кори супроводжувалося виділенням водяної пари та інших газів, які стали основою для формування атмосфери й гідросфери.

Виноградов О.П. і Ярошевський Я.О. шляхом плавлення хондритового матеріалу (кам'яного метеориту) експериментально перевірили викладені вище припущення стосовно можливого застосування механізму процесу зонної плавки при обґрунтуванні моделі формування Землі. Нагрівши метеоритний матеріал до 1500 °С вони отримали відокремлення і переміщення легкоплавких і легких компонентів. Цей експеримент також дав можливість припустити, що первинна атмосфера сформувалася внаслідок дегазації розплаву (магми) і складалася переважно з *метану, аміаку, двооксиду вуглецю та водяної пари*.

Сьогодні більшість дослідників вважає, що атмосферно-гідросферна система нашої планети утворилася внаслідок виділення легких речовин (води та вуглекислого газу) з її надр. Існує також гіпотеза, згідно з якою земна атмосфера – це залишок газової туманності, з якої 4,5 млрд. років тому шляхом конденсації утворилася Сонячна система. На її підтвердження наводиться склад сьогodнішньої атмосфери планет зовнішньої групи – Юпітера, Сатурна, Урану і Нептуна.

На стадії формування Землі з протопланетної хмари всі елементи її майбутньої атмосфери та гідросфери перебували у зв'язаному вигляді в складі твердих речовин: *вода – в гідрокислотах, азот – у нітратах, кисень – в оксидах металів, вуглець – в карбідах і карбонатах*. Інтенсивне бомбардуван-

ня Землі метеоритами супроводжувалося виділенням легких речовин, але вода та вуглекислий газ швидко поглиналися земними породами, а в атмосфері залишалися лише азот, аміак і інертні гази.

Подальше нарощування атмосфери було пов'язане з вулканічними виверженнями мантіїної речовини. Ці процеси почали прогресувати вже в перші 0,5-1,0 млрд. років існування Землі, коли відбувалося становлення континентальної та океанічної протокори. Вулканічна діяльність сприяла суттєвій дегазації лави. На земну поверхню з надр надходили водяна пара, сполуки вуглецю (CO_2 , CO , CH_4), галоїдні кислоти, борна кислота, водень, аргон та інші гази.

Така первісна атмосфера була досить тонкою, а її температура біля земної поверхні становила близько 15°C , що сприяло конденсації водяної пари. Отже це був початок формування гідросфери. У первісній океан переходили, розчиняючись у воді, вуглекислий газ, кислоти, сірчані сполуки, аміак.

Відомий геохімік Г.В.Войткевич відкидав думку щодо подібності первісної атмосфери до атмосфери планет-велитів, а припускав, що вона повинна була бути більш подібною до вуглекислої атмосфери Венери та Марса. Такої точки зору дотримувалися також В.О.Рудник і Е.В.Соботович. Основну роль в утворенні атмосфери вони відводили дегазації вуглисто-хондритово-ахондритової протокори, первісно збагаченої легкими (і радіоактивними) елементами, які виникали як завдяки енергії падаючих тіл, так і в наслідок магматизму.

Відсутність вільного кисню в первісній атмосфері узгоджується і з геологічними фактами докембрію, до яких належить: уповільнений темп вивітрювання порід основного складу в архейі, а також наявність в продуктах вивітрювання (галька древніх конгломератів) сульфідів і уранітнів як нестійких до окислювального середовища мінералів; присутність у докембрійських породах легко окислювальних, але не окислених графіту і лазуриту; склад газової та рідкої фаз мінералоутворюючого середовища в кварці з архейських грані-

тів тощо. За результатами вивчення складу газових включень встановлено, що вони містять 60% вуглекислого газу, 35% H_2S , SO_2 , NH_3 і кислих димів, до 5% азоту та інертних газів. Проте не слід також забувати, що в цей час існували процеси *фотодисоціації* води і водяної пари під дією ультрафіолетового випромінювання, що сприяло виділенню кисню. Звичайно, вміст кисню був надто малим, щоб говорити про кисневу атмосферу (безкисневою атмосферою за М.Руттенем вважають атмосферу, в якій вміст кисню не перевищує 1% сучасного рівня).

Більшість дослідників припускає, що появу кисню в атмосфері слід пов'язувати з процесами хемосинтезу. Проте український біолог І.В.Величко вказує на синхронну появу хемосинтезу і фотосинтезу, що й призвело до існування значної кількості вільного кисню ще 3,5 млрд. років тому, коли з'явилися найпростіші організми. Враховуючи той факт, що синьо-зелені водорості з'явилися в протерозої, цей період слід вважати початком збагачення атмосфери вільним киснем. Це підтверджує і російський геохімік О.І.Тугаринов, який вважає, що великою кількістю кисню сучасна атмосфера завдячує фотосинтезу рослин, який був більш потужним джерелом вільного кисню, ніж фотодисоціація в стратосфері. Сьогодні ця думка домінує і вважається, що кисень, який нагромаджувався в атмосфері раннього архею в наслідок фотодисоціації водяної пари, повністю витрачався на часткове окислення метану, аміаку та інших газів, а також на окислення мінералів земної поверхні, через що він (кисень) не міг створювати в ті часи істотно вільного запасу.

Суттєве збільшення кисню в атмосфері спостерігається вже в пізньому археї – ранньому протерозої, що підтверджується присутністю в розрізах цих хронологічних підрозділів залізистих кварцитів, які вказують на зміну відновних властивостей водного середовища на окислювальні. Цей період називають періодом *«кисневої революції»*. Слід зазначити, що саме цей час (пізній архей – ранній протерозой) характеризується прогресуючим розвитком синьо-зелених водорос-

ми компонентами, такими як катіони натрію, магнію, кальцію, калію тощо, які вилучалися з первісних порід базальтового складу шляхом хімічного вивітрювання. Проте, первісна гідросфера, як і атмосфера, не були насичені киснем. Появу вільного кисню, як вже зазначалось вище, зумовили процеси фотодисоціації та хемосинтезу, а з появою синьо-зелених водоростей і фотосинтезу.

Із зазначеного можна зробити припущення, що гідросфера Землі є результатом процесів дегазації магми з мантіїних глибин. На самих ранніх етапах формування планети, коли існували значні температури не тільки в її надрах, але й на поверхні, вода здебільшого локалізувалася в хмарах. Зниження теплового режиму земної кори та охолодження нижніх шарів атмосфери спричинили зливові дощі, на земну поверхню полилися потоки води. Це був початок формування світового океану і, разом з тим, початок формування осадових відкладів.

Первісний Світовий океан за кількістю води був у 10 разів менший за сучасний, але вже наприкінці докембрію, на думку багатьох учених, він не поступався сьогоднішньому. В подальшому гідросфера безперервно поповнювалася і сьогодні також продовжує поповнюватися внаслідок дегазації надр планети. Можливості в забезпеченні океану глибинною водою на думку В.В.Кесарева досить значні і Земля в майбутньому здатна випродукувати води на 18 сучасних Світових океанів.

Сольовий склад океану формувався як за рахунок розчинення у воді газів, так і внаслідок вивільнення хімічних компонентів при вивітрюванні гірських порід. Атмосфера поставляла в океан передусім кислоти, вуглекислий газ, аміак, сірчані сполуки. Кислоти, реагуючи з силікатними гірськими породами, сприяли насиченню води лужними, лужноземельними та іншими елементами, що призводило до встановлення киснево-лужної рівноваги та достатнього насичення води солями. Дослідники припускають, що води первісного океану були *хлоридними, нейтральними і безсульфатними*.

За даними норвезького геохіміка В.Гольдшмідта, на 1 кг морської води припадає 0,6 кг зруйнованих гірських порід. При цьому океанська вода отримує 66% натрію, 10% - магнію, 4% - стронцію, 2,5% - калію, 1,9% - кальцію, 0,3% - літію, які містилися в зруйнованих породах. Саме так формувався катіонний склад морської води. Проте, вміст основних аніонів у морській воді набагато вищий, ніж ними можуть забезпечити зруйновані гірські породи. В 1 кг морської води хлору та брому відповідно в 200 і 50 разів більше, ніж у 0,6 кг гірських порід. Це дає підставу стверджувати, що аніони надходили в морську воду тільки з продуктів дегазації мантиї. Враховуючи це О.В.Виноградов прийшов до висновку, що всі *аніони морської води виникли внаслідок дегазації, а катіони – шляхом руйнування гірських порід.*

На думку російського вченого А.С.Моніна, загальна солоність первісного океану, що визначається вмістом аніонів у продуктах дегазації мантиї, наближалася до сучасної, співвідношення катіонів були різними, так як руйнуванню підлягали здебільшого базитові породи, які склали більшу частину протокори, котрі відрізняються більшими показниками співвідношень Na/K і Mg/K.

Перебудова атмосфери, як відомо, розпочалася з появою вільного кисню фотосинтезуючої природи. Відповідно це позначилося і на гідросфері. Окислення аміаку призвело до прогресивного утворення молекулярного азоту, що почав інтенсивно насичувати атмосферу. Окислення метану і оксиду вуглецю збагачувало морську воду вуглекислою, перетворюючи її з хлоридної на хлоридно-карбонатну, утворювався карбонат-бікарбонатний буфер, який зумовлював випадання карбонатних осадків. Внаслідок окислення сірчаних сполук в океані з'являються сульфати, а наприкінці рифею і сульфатні осадки. Саме ті осадки, а також карбонатні породи є своєрідними показниками еволюції атмосфери й гідросфери Землі.

Карбонатні породи відомі в розрізах катаархею, палео- і мезоархею, які внаслідок метаморфізму перетворилися на ма-

нти та первісні організми. Тобто життя на нашій планеті бере свій початок ще з догеологічної (кам'яної) історії. Такої ж думки дотримувався і В.І.Вернадський, який вважав, що життя виникло ще в космосі до початку формування Сонячної системи. Передумовою біологічної еволюції Г.В.Войткевич вважав хімічну еволюцію, яка розпочалася ще в космічних умовах до творення Землі. Проте, незважаючи на значні досягнення сьогоднішньої молекулярної палеонтології, мікропалеонтології та палеонтології докембрію, спосіб виникнення первісного життя в процесі формування Сонячної системи залишається не встановленим.

Викопні рештки окам'янілих первісних організмів дістали назву *фосилії*. Це своєрідні протейнові мікросфери і паличкоподібні та нитчасті бактерії розміром до 20 мкм. Найдревніші серед них виявлені у вигляді глобулярних графітових утворень в кварцитах Гренландії, вік яких становить 3,8 млрд. років. Фосилії округлої та еліпсоїдальної форми розміром 6-196 мкм, а також сферичні червонувато-брунатні частки (2-9 мкм) з оболонкою, схожою на подвійну стінку, були знайдені в метаморфізованих кременистих аргілітах серії Онфервахт Південної Африки, вік якої становить 3,7 млрд. років. У цьому ж регіоні в розрізі серії Фіг-Три, складеної метморфізованими кременистими сланцями, час накопичення яких 3,1 млрд. років, виявлені сфероїдальні утворення розміром 3-36 мкм. Більш пізні (2,7 млрд. р.) строматолітоподібні вапняки Бівайово, також Південної Африки, містять колоїдні (1,2-4,3 мкм) і видовжені (3,7-9,8 мкм) керогенні мікрофосилії, а в породах серії Вітватерсранд, вік яких становить 2,6 млрд. років, виявлені нитчасті та коккоїдні синьо-зелені водорості. Типові строматолітові породи складені коккоїдними та нитчастими синьо-зеленими водоростями з клітинними стінками і перетинками, вік утворення яких становить 2,3 млрд. років, також встановлені в докембрійських розрізах Трансваальського кратону Південної Африки. Всі ці органічні утворення належать до *прокаріотів* – організмів позбавлених внутрішньої структури клітин і ядра, через що ДНК не могла групу-

натних порід почали формуватися в протерозої, особливо середньому - 2,2 млрд. років тому, коли вже була відчутною кількість вільного кисню в морській воді й атмосфері. У рифеї відбулося пониження лужності морської води, що призводило до утворення більш потужних вапнякових товщ, у тому числі і органогенної природи. Під кінець рифею, у венді, в океані суттєво зменшується вміст вуглекислоти, чому сприяв інтенсивний фотосинтез, і морська вода набуває хлоридно-сульфатного складу, разом з тим збільшується лужний резерв.

Російський гідролог Р.К.Клунге вважає, що впродовж історії існування Світового океану простежується тенденція до зростання його рівня з середньою швидкістю близько 0,8 мм на тисячу років протягом останніх 2-3 млрд. років. Його глибина на початку архею становила не більше 0,5 км, а вже на ранніх етапах протерозою вона сягала 2,5 км над серединно-океанічними хребтами. Наприкінці протерозою (рифей-венд) площа океану була більшою за сучасну майже на 32 млн. км², а об'єм становив $1352 \cdot 10^6$ км³, цьому сприяли інтенсивні процеси дегазації. Враховуючи ці показники можна припускати, що середня глибина Світового океану в рифей-вендський час могла бути близькою до 3,44 км.

3.3. Докембрійська біосфера

Питання виникнення життя на Землі все ще залишається відкритим, але те, що в архейський час на нашій планеті існували певні органічні форми сумніву не викликає. Підтвердженням цього є виявлені за допомогою ізотопних методів дослідження сліди життєдіяльності організмів в метаморфізованих породах архейських комплексів Сибіру, Північної Америки, Південної Африки та інших регіонів. Вивчення ізотопного складу вуглецю в цих породах показало, що вони вміщують молекулярні викопні та істинні окам'янілі мікроорганізми. Опираючись на ці факти Г.В.Войткевич прийшов до висновку, що фотоавтотрофна біосфера існувала на нашій планеті не менше як 4 млрд. років тому. Але більш організованим автотрофним істотам передували гетеротрофні пробіо-

нти та первісні організми. Тобто життя на нашій планеті бере свій початок ще з догеологічної (кам'яної) історії. Такої ж думки дотримувався і В.І.Вернадський, який вважав, що життя виникло ще в космосі до початку формування Сонячної системи. Передумовою біологічної еволюції Г.В.Войткевич вважав хімічну еволюцію, яка розпочалася ще в космічних умовах до творення Землі. Проте, незважаючи на значні досягнення сьогоднішньої молекулярної палеонтології, мікропалеонтології та палеонтології докембрію, спосіб виникнення первісного життя в процесі формування Сонячної системи залишається не встановленим.

Викопні рештки окам'янілих первісних організмів дістали назву *фосилії*. Це своєрідні протейнові мікросфери і паличкоподібні та нитчасті бактерії розміром до 20 мкм. Найдревніші серед них виявлені у вигляді глобулярних графітових утворень в кварцитах Гренландії, вік яких становить 3,8 млрд. років. Фосилії округлої та еліпсоїдальної форми розміром 6-196 мкм, а також сферичні червонувато-брунатні частки (2-9 мкм) з оболонкою, схожою на подвійну стінку, були знайдені в метаморфізованих кременистих аргілітах серії Онфервахт Південної Африки, вік якої становить 3,7 млрд. років. У цьому ж регіоні в розрізі серії Фіг-Три, складеної метморфізованими кременистими сланцями, час накопичення яких 3,1 млрд. років, виявлені сфероїдальні утворення розміром 3-36 мкм. Більш пізні (2,7 млрд. р.) строматолітоподібні вапняки Бівайово, також Південної Африки, містять колоїдні (1,2-4,3 мкм) і видовжені (3,7-9,8 мкм) керогенні мікрофосилії, а в породах серії Вітватерсранд, вік яких становить 2,6 млрд. років, виявлені нитчасті та коккоїдні синьо-зелені водорості. Типові строматолітові породи складені коккоїдними та нитчастими синьо-зеленими водоростями з клітинними стінками і перетинками, вік утворення яких становить 2,3 млрд. років, також встановлені в докембрійських розрізах Трансваальського кратону Південної Африки. Всі ці органічні утворення належать до *прокаріотів* – організмів позбавлених внутрішньої структури клітин і ядра, через що ДНК не могла групу-

ватися в дискретні хромосоми, які склали в ранньому докембрії своєрідний біоценоз. Це дозволяє припускати, що найпримітивніші організми на Землі утворилися одночасно з появою гідросфери на самому початку геологічної історії нашої планети.

Близько 2 млрд. років тому в історії Землі з'явилися клітинні організми з ядрами, складною внутрішньою будовою та наявністю хромосом, які дістали назву *еукаріоти*. Спочатку це були одноклітинні поодинокі організми, але згодом з'явилися їхні багатоклітинні і колоніальні представники, які швидко почали витісняти прокаріоти і синьо-зелені водорості, а наприкінці докембрію вони займали панівне положення в біосфері Землі. Характерними представниками палеонтологічного життя цього періоду нашої планети є *строматоліти* (від грец. *строматос* – килим і *літос* – камінь). Ці своєрідні утворення характеризуються карбонатним складом і є результатом життєдіяльності колоніальних вапнянистих синьо-зелених водоростей. На думку дослідників утворення такого вапнякового «килимка» було зумовлене необхідністю захисту організмів від згубного сонячного ультрафіолетового випромінювання. Такі «килимки» складаються з бугристих кірок карбонату кальцію, що осаджується на зовнішній поверхні колонії одноклітинних синьо-зелених водоростей.

Найдавніші строматоліти, вік яких становить 2,0-3,0 млрд. років, виявлено в породних комплексах багатьох щитів світу і в архейських утвореннях Побужжя Українського щита зокрема.

Окрім строматолітів відомі й інші продукти життєдіяльності докембрійських синьо-зелених водоростей відомі під назвою *мікрофітоліти*. Вони утворюються в результаті відкладених водоростями сезонних карбонатних кірочок навколо окремих уламків гірських порід на дні басейнів осадконакопичення. Серед них розрізняють онколіти та катаграфії, розміри яких коливаються від декількох міліметрів до декількох сантиметрів.

Онколіти (від грец. *пухлина*) являють собою округлі

утворення з концентрично-шаруватою внутрішньою будовою. Онколіти з радіально-променистою текстурою належать до астеросфероїдів і радіозусів.

Катаграфії – це узорчасті вапняки, що не мають виразної внутрішньої шаруватості. Для них характерна пузирчаста будова, або вони можуть бути складені з дрібних округлих грудочок неправильної форми. Перші називаються *везикулярітеси*, а другі – *вермікулітеси*.

Мікрофітоліти поширені в метаморфізованих осадових відкладах протерозою всіх платформ Світу. На Українському щиті вони виявлені в так званих вуглистих сланцях гданцівської світи Криворізької структури, графітових породах Приазов'я, а також в розрізах топільнянської та овруцької серій, відклади яких вповнюють Білорівницько-Овруцьку систему депресій в північно-західній частині щита.

Згадані вище організми належать до представників рослинного світу, що стосується присутності в докембрійській біосфері тварин наявні палеонтологічні дані не можуть дати однозначної відповіді на це питання. Сьогодні є певні підстави говорити лише про можливість появи багатоклітинних організмів на початку рифею, у відкладах якого виявлено коралоподібні організми (кораліти). Більш обґрунтованим є припущення стосовно наявності докембрійської фауни у вендській час, яку називають *едіакаро-вендською*.

Вперше представників цієї фауни виявив Р.Спріггом у 1946 році в напівпустельному районі рудника Едіакари в Південній Австралії. Скам'янілості були встановлені в товщі білих кварцитів, вік яких становить 650-70 млн. років. Австралійськими палеонтологами М.Глессенером і М.Уейдом серед численних решток фауни Едіакари було встановлено 29 видів, що належать до 25 родів безскелетних морських тварин, включаючи 13 родів *медузоподібних*, а також численні *кільчасті хробаки*, *безпанцирні трилобіти* і *петанолами*. Останні належать до кишковопорожнинних. Пізніше аналоги едіакарської фауни були виявлені в Північно-Західній Африці (серія Нема), Прибайкаллі (іркутський горизонт), вендських

відкладах Анабарського щита Сибірської платформи, породах валдайської серії венду Східно-Європейської платформи (узбережжя Білого моря, Придністров'я України). Серед них бентосні та пелагічні кишковопорожнинні, членистоногі, губки, погонофори і чимало проблемних решток, копролітів та слідів життєдіяльності.

Едіакаро-вендська фауна характеризується значним різноманіттям на рівні таксонів високого рангу, що вказує на встановлення у вендський час еволюційного напрямку розвитку біосфери. Наявний в розпорядженні вчених палеонтологічний матеріал не дозволяє простежити дивергенцію великих систематичних груп фауни, що вказує на їх раптову появу. Можна лише припустити, що такі корінні зміни у вендській біосфері були зумовлені перебудовою грандіозної екосистеми планетарного рівня. Цей процес міг бути спричиненим лапландським зледенінням, яке змінилося потеплінням, що призвело до підйому вод Світового океану і потужної трансгресії епіконтинентальних морських басейнів.

Характерною рисою фауни венду є відсутність у її представників мінеральних скелетних утворень. Дрібні форми фауни з ознаками фабулярного хітиноїдного та мінерального скелету з'являються лише наприкінці венду. Другою рисою вендської біосфери є гігантизм у різних групах фауни. На це вказують розміри медузоїдних з діаметром понад півметра (рід едіакаріїв), дікінсоній (пласкі хробаки) довжиною до 1 м, перистоподібних колоніальних чарноїдів, які досягали більше метра в довжину.

Незважаючи на появу у венді представників тваринного світу, біосферу цього періоду визначала різноманітна флора. Найпоширенішими рослинами були так звані *вендотеніди* (вендотенієві рослини), які належать до бентоносних водоростей. Саме вони були джерелом речовини для формування вендського сапропелю. Значні колоніальні скупчення утворювали макрофітопланктонні сфероїдальні та витягнуті *чауріморфіди*, окремі форми яких досягали в діаметрі до 40 мм. Численним був дрібний фітопланктон, у складі якого перева-

жали *актиноміцети* і *гриби*. Наприкінці венду з'явилися перші *метазоа* з проявом склеротизації тканини на основі органічних матриць і шляхом мінералізації.

Вендсько-едіакарська біота встановлена і у відкладах *венду України*, поширеного на північно-західному та західному схилах Українського щита і в північно-західному Причорномор'ї. Тут виявлено численну фауну медузоїдних, сліди життєдіяльності морської іхнофауни (м'якотілі тварини, які зариваються в ґрунт), а також рештки вендотієвої флори, спори з трипроменевим тетраїдним рубцем, акритархи, осцилаторієві, хлоралові та інші мікропланктонні водорості, а також гриби.

З викладеного випливає, що вендська біота суттєво відрізняється від ранньої і, як це буде показано при розгляді біотичного тренду Землі в фанерозої, усіх пізніх біот. Особливо це спостерігається коли порівнювати її з кембрійською біотою, котра характеризується раптовою появою тварин з мінеральним скелетом. До вендського періоду екосистеми Землі функціонували на мікробній, бактеріальній основі, а вендсько-еукаріотні угруповання заклали фанерозойські риси земного життя. Причину зміни екосистем слід шукати в глобальних історико-геологічних подіях, які відбулися впродовж довендського часу. Сюди слід віднести формування Гондвани в південній півкулі, а також Північно-Американської, Східно-Європейської, Сибірської континентальних брил в північній, внаслідок розколу суперконтиненту Пангея; найбільше в історії Землі лапландське зледеніння, що досягло низьких широт; швидке і значне збільшення кисню в атмосфері та гідрофері; зміна характеру карбонатонакопичення тощо. Такі відсутні глобальні події призвели до диверсифікації, передусім морської біоти на рубежі протерозою і кембрію. Враховуючи такі суттєві зміни у вендській біосфері, а також відсутність різкої межі між вендом і кембрієм в геологічних розрізах, С. А. Мороз пропонував вендську (едіакарську) систему відносити до палеозойської ератеми.

Підсумовуючи викладений короткий аналіз розвитку біосфери в докембрії можна зробити наступні висновки:

- на початку геологічної історії в археї органічна еволюція пройшла складний шлях від «палеонтологічних молекул» до системи, що самовідтворювалася і призвела до виникнення найпростіших організмів, котрі не мали клітинного ядра, але були здатні до обміну речовин, реплікації, а деякі з них володіли апаратом фотосинтезу і продукували вільний кисень;
- урізноманітнення первісних організмів мало місце в ранньому протерозої, коли значних масштабів досягла життєдіяльність синьо-зелених водоростей і феробактерій, а також появляються грибоподібні;
- у рифейській час, коли атмосфера інтенсивно насичувалась вільним киснем і близько 1 млрд. років тому його концентрація досягла «точки Пастера», виникають різноманітні еукаріоти (зокрема, одноклітинні водорості) і багатоклітинні рослинні організми, а наприкінці рифею вже існували безскелетні тварини, котрі активно почали розвиватися у вендському періоді (едіакаро-вендська біота) після лапландського зледеніння 650-670 млн. років тому.

3.4. Загальні особливості докембрійського періоду на теренах України

Докембрійський період розвитку території України закарбувався в геологічній будові Українського щита. Аналіз речовинного складу породних комплексів регіону та структурного їхнього положення дає можливість припускати, що на початку *архею*, віковий діапазон якого згідно з хроностратиграфічною шкалою докембрію України складає 3,7–2,6 млрд. років, земна кора на теренах України була відносно тонкою і складалася зі своєрідних мікромасивів тоналітів, габроанортозитів та ендербітів, розділених товщами вулканітів здебільшого базальтового складу. Сьогодні ці первинні геологічні документи ранньої історії становлення сучасного вигляду земної кори можна спостерігати на Побужжі, в Приазов'ї та Середньому Придніпров'ї.

Мікромасиви утворювали позитивні форми первинного

архейського рельєфу, які під дією кислотних дощів, гарячої води та інших розчинів, а також атмосферних парів зазнавали вивітрювання. В палеоархейських западинах, що були виповнені гарячими розчинами збагаченими залізом, карбонатом, вуглецем та іншими хімічними елементами відбувалося формування теригенних і хемогенних порід, які під впливом більш пізніх метаморфічних процесів були перетворені на кварцити, карбонатні та залізисті породи, а також графітовмісні гнейси та кристалічні сланці. Первинна протокора під впливом тектонічних рухів, а також завдяки ударам численних метеоритів була помережена сіткою розломів, що сприяло інтенсивному розвитку вулканізму тріщинного типу. Відповідно на поверхню виливалися значні маси лави, яка також заповнювала понижені ділянки рельєфу. В подальшому під впливом процесів метаморфізму первинні ефузивні породи були перетворені в різноманітні піроксенові й аміболові гнейси та кристалічні сланці, які в асоціації з осадовими породами складають розрізи дністровсько-бузької серії на Побужжі, дельтської в Середньому Придніпров'ї та західноприазовської в Приазов'ї. Слід зазначити, що наявність у складі вулканогенно-осадових комплексів раннього архею графітових порід свідчить, що в цих первинних басейнах вже існували організми, які відіграли значну роль у їх опрісненні.

Палео- та мезоархей, тривалістю приблизно 800 млн. років, – це період становлення протокори, яка носила риси подібності до кори континентального типу. В її розрізі вже чітко виділявся осадовий шар, складений карбонатними, залізистими теригенними породами в асоціації з вулканогенними утвореннями, “гранітний”, який був представлений тоналітами, ендербітами, габро-анортозитами, і “базальтовий” основну частину якого склали основні (габро, габро-діабази) та ультраосновні (перидотити, піроксеніти) інтрузивні породи з підпорядкованим вмістом високометаморфізованих утворень типу гранулітів і еклогітів.

На ранніх стадіях архею в межах Українського щита ще не існувало глибинних розломів та прогинів, а процес осад-

конакопичення відбувався в своєрідних западинах та інших нерівностях рельєфу. Тектонічна перебудова регіону розпочалася на початку *неоархею*, коли впродовж близько 200 млн. років відбувалося формування системи потужних зон глибинних розломів і своєрідних гранітно-зеленокам'яних областей. Останні наприкінці архею перетворилися на гірські масиви з характерними гранітними куполами і міжкупольними проторифтовими структурами, які були виповнені вулканогенно-осадовими відкладами. Яскравим вираженням такої гранітно-зеленокам'яної області є район Середнього Придніпров'я з низкою гранітоїдних куполів (П'ятихатський, Демуринський, Саксаганський та інші), розділених зеленокам'яними структурами (Верхівцевська, Сурська, Конкська, Кобилянська, Криворізька і інші). В цей час Український щит також був розбитий серією зон глибинних розломів субмеридіонального простягання на низку блоків. Тоді започаткувалися такі розломи як Немирівський, Тальнівський, Криворізько-Кременчуцький, Оріхово-Павлоградський та інші.

На початку *протерозойського* акрону, тривалість якого складає близько 2 млрд. років (нижня вікова межа протерозою становить 2600 млн. років, а верхня – 570 млн. років; протерозой ділиться на три еони: палеопротерозой, віковий діапазон якого становить 2600-2000 млн. років, мезопротерозой – 2000-1700 млн. років і неопротерозой, в складі якого виділяють рифей тривалістю від 2000 до 650 млн. років і венд – 650-570 млн. років) територія України являла собою пенепленізовану рівнину з потужною корою вивітрювання, на фоні якої піднімалися невисокі пізньоархейські вулканічні гори, а також виділялися незначні за масштабами басейни внутрішньоконтинентального типу з досить ще агресивною за хімічним складом водою. Слід зауважити, що на теренах України початок палеопротерозою ознаменувався суттєвою структурною перебудовою Українського щита, яка почалася ще в кінці неоархею. Потужна тектоно-магматична активізація регіону обумовила формування не тільки глибинних розломів, але й утворення трогових і шовних прогинів парагеосинклінально-

го типу, таких як Тетерівський, Західно-Інгулецький, Криворізький та інші. В палеогеографічному відношенні ці прогини нагадували внутрішньоконтинентальні басейни, в яких відбувалося теригенне і хемогенне осадконакопичення з підпорядкованим проявленням підводного вулканізму. Північно-західну частину регіону, яка включає територію Волинської та північну частину Житомирської областей (басейн ріки Тетерів), займав мілководний морський басейн із зонами лагун та відновним водним середовищем. У лагунах відбувався інтенсивний розвиток прокаріотичних організмів, свідченням чого є потужні товщі графітових гнейсів та сланців у розрізі тетерівської серії. Температура води становила 40–60°, а атмосферний тиск досягав 1–2 МПа. Відновні хімічні умови водного середовища, розвиток органіки та температурний режим води сприяли її частковому очищенню від вуглекислоти і створювало відповідні умови для формування карбонатних осадків, які складають потужні верстви в розрізі тетерівської серії.

У центрі щита, на місці східної частини Інгульського мегаблоку та Криворіжжя, існували протяжні в субмеридіональному напрямку лінійні басейни глибиною до 200–300 м з перемінним окисно-відновним водним середовищем, що сприяло формуванню не тільки карбонатних, але й залізистих відкладів. Утворення останніх також було зумовлене специфічними геолого-хімічними умовами визначеними не тільки теплим і вологим кліматом, а, в першу чергу, виливами на суходіл і дно басейнів величезної маси базитових та ультрабазитових лав. Вулканічна діяльність сприяла збільшенню в атмосфері і безпосередньо в басейнах осадконакопичення вуглекислого газу, зміні температурного режиму, солоності та лужності води і, відповідно, формуванню сприятливих для залізонакопичення фізико-хімічних умов.

На початку палепротерозойського етапу земна кора і нижні шари атмосфери характеризувалися підвищеним тепловим режимом, спричиненим потужними тепловими потоками, які піднімалися з надр Землі. Це сприяло розвитку на поверх-

ні процесів хімічного вивітрювання та формуванню мономіктових і олігоміктових кластолітів, прикладом яких можуть бути потужні товщі кварцових конглометарів, гравелітів і пісковиків нижньої частини розрізу Криворізької структури. Згодом почали накопичуватися графітовмісні породи інгуло-інгулецької серії та гданцівської світи Криворізької структури. Наявність в породах графіту свідчить, про те, що осадки були збагачені органічною речовиною. Це дає підставу стверджувати, що в басейнах осадконакопичення пізнього палеопротерозою вже вирувало інтенсивне життя, представлене різноманітними фосиліями.

Кінець палеопротерозойського етапу на території України ознаменувався проявленням регіонального метаморфізму, гранітизації та складкоутворення. Ці події відбувалися впродовж вікового діапазону 2,3–2,0 млрд. років назад. В цей час шляхом ультраметаморфічних перетворень частина осадововулканогенних відкладів бузької, тетерівської, інгуло-інгулецької, центральноприазовської серій зазнали гранітизації, що зумовило утворення мікроклінових і мікрокліноплагіоклазових гранітів і їх мігматитів півдня Волині (так звані бердичівські та житомирські граніти), Кіровоградщини (кіровоградські граніти), а також Приазов'я.

Мезопротерозойський етап в межах території України розпочався завершенням процесу консолідації фундаменту Східно-Європейської платформи загалом і Українського щита зокрема. Виняток складала тільки його північно-західна частина (район Суцан, Перги, Олевська), де ще відбувалася тектоно-магматична активність, вираженням якої є так званий Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс, який простягається за межі території України в північно-східному напрямку більш ніж на 600 км. Тут формувалися підвищені плато і відбувалася активна магматична діяльність, яка сьогодні найяскравіше виражена у вигляді Коростенського плутону. Території, які розділяли платоподібні форми рельєфу, являли собою залишкові мілководні басейни, де накопичувалися вулканогенно-осадкові відклади клесівської та пугачовської серій.

Неопротерозойський час геологічної історії України можна розділити на два етапи – рифейський і вендський.

Рифейський етап характеризувався перевагою континентального осадконакопичення з проявленням наземного вулканізму. Наслідком цих процесів є червонобарвні теригенні та теригенно-вулканогенні товщі, якими виповнена Білоковровицько-Овруцька система депресій, розрізи яких складають овруцька і топільнянська серії. З цим періодом також пов'язано формування вулканогенно-осадових відкладів поліської серії, поширених на північно-західному (Волинсько-му) схилі щита. Тут осадконакопичення відбувалося у напівзамкнутій Волино-Поліській западині, куди теригенний матеріал зносився зі щита водними потоками, а також при інтенсивній діяльності вітру. Кліматичні умови були наближені до клімату тропічних пустель і сухих субтропіків з максимальними температурами 35-50 °С та річною сумою опадів близько 100 мм.

У **вендському періоді** відбулася суттєва структурно-тектонічна перебудова території України, що призвело до утворення так званого Дністровського перикратону, в межах якого опинилася не тільки Волино-Поліська западина, але й територія Подільської частини щита, Молдавської плити та Переддобруджинського прогину. В палеогеографічному відношенні цей перикратон являв собою басейн зі змінними у просторі та часі умовами осадконакопичення. Формування цього басейну спричинило значну трансгресію на території Українського щита та прилеглих районів. У цьому епіконтинентальному морі відбувався інтенсивний розвиток так званої едіакаро-вендської біоти, а також інтенсивне фосфоритоутворення. На регресивному етапі розвитку басейну виникли опріснені лагуни, в яких широкого розвою набули золотаві водорості.

Зазначене вище дозволяє зробити висновок, що під кінець докембрійського періоду в центральній частині України піднімався Український щит, в межах якого відбувалося формування потужної кори вивітрювання і її денудація водними по-