

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА  
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ  
КАФЕДРА ЗЕМЛЕЗНАВСТВА ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ**

На правах рукопису  
УДК 551.4

**РЕЛІКТОВІ РИФОВІ КОМПЛЕКСИ У СУЧАСНОМУ РЕЛЬЄФІ  
ЗЕМЛІ**

Галузь знань 10 Природничі науки  
Спеціальність 106-«Географія»  
Освітня програма Геоморфологія та палеогеографія

Магістерська робота  
Руцького Василя Павловича

Науковий керівник  
к. геогр. н., доц. Ковтонюк О. В.

**КИЇВ – 2021**

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
РОЗДІЛ 1. РОЗВИТОК РИФОВИХ СПОРУД У ГЕОЛОГІЧНІЙ ІСТОРІЇ ЗЕМЛІ .....	5
РОЗДІЛ 2. РЕЛІКТОВІ РИФОВІ КОМПЛЕКСИ У СУЧАСНОМУ РЕЛЬЄФІ ЄВРОПИ.....	11
2.1. Подільські товтри.....	11
2.2. Берегові рифи Донецького кряжу.....	20
2.3. Рифові споруди Печорської низовини.....	21
2.4. Рифова структура Креко .....	23
РОЗДІЛ 3. РИФОВІ КОМПЛЕКСИ В ОСНОВІ СУЧАСНОГО РЕЛЬЄФУ АЗІЇ.....	31
3.1. Рифи південно-східного Паміру.....	31
3.2. Рифи Північного Нуратау.....	34
3.3. Рифогенні структури західної частини Аравійської плити.....	37
3.4. Рифові споруди басейну Панлонгдонг північно-східного Сичуаню.....	38
3.5. Рифові споруди Гуйліну.....	39
РОЗДІЛ 4. РЕЛІКТОВІ РИФОВІ КОМПЛЕКСИ В ОСНОВІ РЕЛЬЄФУ ПІВНІЧНОЇ АМЕРИКИ.....	43
4.1. Рифоутворення в регіоні Центральних Кордильєр.....	43
4.2. Рифи району Великих озер.....	45
РОЗДІЛ 5. ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ МОРФОМЕТРИЧНИХ, ГЕНЕТИЧНИХ ТА РЕЧОВИННИХ ХАРАКТЕРИСТИК РИФОВИХ КОМПЛЕКСІВ .....	48
ВИСНОВКИ.....	53
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	55
ДОДАТКИ.....	57

## ВСТУП

Реліктові рифові комплекси являють собою лише один, але досить специфічний тип рельєфів Землі. Багато з форм рельєфу сформовані на основі реліктових рифів які були утворені ще в часи протерозою. Великий інтерес представляють ті реліктові рифи на основі яких зараз існують і досі формуються різні типи рельєфу Землі. Вони дозволяють вивчити та описати умови та особливості формування реліктових рифових комплексів рельєфу, а також простежити зміни природних умов Землі на протязі її існування.

Для формування складних органогенних споруд необхідним є комплекс умов, що зможе забезпечити організмам сприятливі умови для формування розвитку й розмноження. Передусім утворення органогенних споруд пов'язане з інтенсивним локальним розвитком рифового біоценозу, життєдіяльність яких відбувається в певних екологічних умовах. Для формування складних рифових утворень потрібно, щоб рифобудівники розселялися не рівномірно по дну басейну, а окремими групами з високою щільністю. Такими ділянками слугують додатні форми дна басейну.

Об'єкти рельєфу, які сформовані на основі реліктових рифових комплексів, можна знайти на всіх материках планети. Велике їх поширення пов'язане з тим, що в різні геологічні епохи, багато з територій сучасної суші були під товщою води в придатних для рифоутворення зонах. Через це, на них формувались рифові утворення різних розмірів та будови, що в подальшому впливало на особливості формування поверхневого рельєфу на даних територіях.

Найвідомішим об'єктом рельєфу який сформований на основі реліктових рифів, на території України є Подільські товтри. Також можна виділити тріасові реліктові рифові утворення південно-східного Паміру, силурійські рифові утворення району Великих озер, нижньопермські реліктові рифові споруди Печорської низовини.

Об'єктом дослідження даної роботи є реліктові рифові комплекси у сучасному рельєфі Землі, предметом – особливості їх будови та формування.

Метою роботи є вивчення геоморфологічних особливостей будови реліктових рифових комплексів у сучасному рельєфі Землі. Для її досягнення нами було поставлено наступні завдання:

- проаналізувати умови розвитку рифових споруд різних епох;
- визначити фактори, що впливають на геоморфологічну будову даних комплексів;
- проаналізувати особливості будови реліктових рифових комплексів у сучасному рельєфі Землі.
- виявити особливості формування рельєфу на платформі рифових комплексів.

Для дослідження даного питання були застосовані наступні методи: збору, аналізу та синтезу інформації.

Дипломна робота містить: 61 с., рис. – 17, табл. – 1, джерел літератури – 18, додатків – 4.

## РОЗДІЛ 1. РОЗВИТОК РИФОВИХ СПОРУД У ГЕОЛОГІЧНІЙ ІСТОРІЇ ЗЕМЛІ

Найдревніші органогенні вапнякові споруди почали формуватися в докембрії. Побудови які формувались в період з докембрію до девону відрізнялись від сучасних рифів. Вони мали зазвичай форму горбів, описаних М.І. Андрусовим як «онкоїди» чи «стратоїди», а потім як «біогерми» та «біостроми». В прошарку відкладів у викопному виді вони мають вигляд лінз та шарів товщиною від 2 до 30м. Біогерми складаються з консолідованого аморфного вапняку, біостроми – з того ж матеріалу, але з прошарками скелетних відкладів безхребетних. В докембрії основну масу аморфного вапняку виробляли синьо-зелені водорості, які могли вилучати карбонат кальцію з морської води і відкладати його у своїх слизових капсулах. В результаті об'єднання цього матеріалу утворились вапнякові стяжіння-строматоліти, з яких в основному і складались найдревніші рифові комплекси. Строматолітові споруди відомі з архею. Вони почали формуватися на шельфі в рифеї 1700-670 млн. років назад. Їх товщина сягала декількох десятків метрів, довжина – декількох сотень метрів. Такі побудови відомі у відкладах протерозою у Північній Америці, Євразії та Африці. В ранньому кембрії з'явилися більш складні рифоподібні побудови, основою яких були карбонатна скелетна «арматура» [2].

Серед цих побудов можна було виділити три основних типи в залежності від складу організмів, що утворили їх скелетну основу: археоциатидні, сабеллярідні та мшанкові.

Більша частина великих рифових біогенних побудов складалась археоциатидами. Їх описують як тварин, близьких до вапнякових губок. Хоча скоріш всього археоциатидні споруди створювались в різні періоди різними організмами зі схожою формою скелету: в ранньому палеозої – тваринами типу губок, а пізніше – вапняковими водоростями. Археоциатиди утворили міцні колонії висотою 10-30 см різної форми: у вигляді лійок, ковпаків, стовпчиків, подібні на колонії вапнякових губок чи древніх коралів ругоз.

Наповнюючий карбонатний матеріал цих споруд формували в основному строматоліти синьо-зелених водоростей, а також скелетні залишки молюсків, губок, мшанок, голкошкірих, трилобітів. Розквіт археоциатидних рифоподібних споруд припадає на першу половину кембрію. Вони мали розміри до 30 метрів в діаметрі. Ці побудови нагадували сучасні патч-риффи.

Гряди таких споруд формували на поширених мілководдях теплих морів цілі системи типу атолів чи бар'єрних рифів товщиною до 10 м [1].

Інший тип рифових побудов раннього і середнього кембрію створювали найдревніші поліхети, схожі з сучасними поліхетами, що жили у вапнякових трубках, а також губки, схожі з сучасними губками *Demospongia* (рис.1.1.).



Рисунок 1.1. губки *Demospongia* [5]

Доречі, в ранньому палеозої були поширені рифоподібні споруди, складені з біогермів, скелетну основу яких створювали мшанки *Trepostoma* і *Cystoporata*, що мали вапняковий скелет [5].

Описані типи найдревніших біостромів і рифоподібних споруд існували до раннього ордовику – 470 млн. років тому. В ранньому ордовику порівняно

невеликі споруди типу патч-рифів формували вапнякові губки *Archaeoscyphia* і *Stromatoraidea*, а також зелені вапнякові водорості *Celathum*. Для середнього ордовику характерні рифоподібні споруди мшанок, а для пізнього ордовику – споруди поширених в той час *Sclerospogia* (рис. 1.2.).



Рисунок 1.2. Мшанки *Sclerospogia* [6]

В ордовику з'явилися також перші найдревніші корали з міцним скелетом – спочатку табуляти, а потім і ругози. Табуляти характеризувались колоніальним ростом і відсутністю виражених септ. Ці корали спочатку мали невеликі розміри колоній – до 30 см. висотою. Разом з строматопоридними губками вони формували арматурну основу рифових побудов. Вони наповнювались вапняковим матеріалом, який виробляли синьо-зелені та зелені водорості, а також різноманітні безхребетні: мшанки, губки, голкошкірі. Строматопоридно-табулятні споруди були дуже широко розповсюджені в

силури та особливо у девоні, коли вони досягали неймовірних розмірів. Їх товщина досягала 50-100 метрів, а діаметр 1-2 км [6].

В кінці силуру і в девоні поряд з розвитком строматопорид і табулят з'явилися корали ругози. Вони мали міцні колонії, які могли протистояти хвилям. В цей період почався справжній розквіт процесів рифоутворення, в результаті чого утворилися рифові комплекси площею в сотні квадратних кілометрів. В зонах тектонічного опускання постійний ріст коралових рифів такого типу призвів до утворення потужних шарів рифових вапняків товщиною до 1600 м. Великі рифові комплекси сформувалися в цей період в Європі, в Австралії та Канаді. Через похолодання і зниження рівня океану, в кінці середнього девону і у верхньому девоні, відбулося катастрофічне вимирання коралів та іншої тепловодної фауни.

В пермі та тріасі ріст рифів відновився головним чином за рахунок розвитку вапнякових губок *Sphinctoidaei Pharetronia*. Важливим компонентом багатьох рифів цього періоду були філоїдні червоні та зелені водорості, близькі до коралінів і халімед. Вони продукували у великій кількості карбонатний матеріал у виді лусок та гранул. Багато великих рифоподібних споруд пізнього девону – ранньої пермі товщиною до 50 метрів складалися майже повністю з цього водоростевого вапняку. В процесах рифоутворення, які протікали в тріасі, основну роль відігравали поряд з коралами гідроїди, мшанки, молюски і червоні вапнякові водорості – кораліни [9].

В середині тріасу з'явилися перші герматипні склерактинії, які містять симбіотичні зооксанти, ареал поширення яких був обмежений теплими водами. В зонах помірних та холодних вод в той же час з'явилися агерматипні сім'ї склерактиній. В числі склерактивних коралів були як одинарні, так і колоніальні форми.

Склерактинії вперше отримали широке розповсюдження в складі прибережної фауни басейну Тетіса, після чого вони досить швидко ставали важливим компонентом фауни всього тропічного шельфу [14].

В середині юри в тропічній зоні процвітали герматипні корали, а в

помірних і холодних водах – агерматипні їх види. Ці корали у верхній юрі створювали потужні рифові споруди на великих просторах тропічного шельфу, рівно як і на шельфі помірних басейнів. В юрський період в деяких регіонах великі рифові споруди були створені поліхетами сабеляридами та плечоногими молюсками. Наступний період інтенсивного видозмінення коралів та росту рифів мав місце в крейді. В верхній крейді з'являються представники сім'ї сучасних герматипних склерактиній [15].

В палеоцені та еоцені ріст коралових рифів знову сповільнився. Продовжилось вимирання ряду сімейств древніх склеративних коралів. В олігоцені і міоцені інтенсивний ріст коралів знову відновився. Коралові рифи, які сформувались в цей період, мають вид і будову, близьку до сучасних рифових споруд. Їх товщина в деяких районах досягає 600м. Поряд з коралами велику роль в їх формуванні брали кораліни та фораменіфори (рис. 1.3.).

Багато великих рифових споруд пліоцену в Північній Америці і в Європі складаються практично з матеріалів цих компонентів. Інтенсивний ріст товщ рифових споруд на морських мілководдях тропічної зони продовжились і в плейстоцені з деякими переривами в періоди різких знижень рівня океану, пов'язаних головним чином з періодичними зледеніннями.

Рифи, по своїй природі, є індикаторами фізико-географічних, кліматичних умов та тектонічних режимів. Відома їх приуроченість до певних категорій геоструктурних зон. Області рифоутворення, протягом всього часу їх існування, тісно пов'язані з областями опускання з некомпенсованим осадонакопиченням [4].

Реліктові рифові комплекси можуть класифікуватись подібним чином з сучасними рифами – по геоморфологічному принципу. Така класифікація базується на зв'язках рифів з основними палеогеоморфологічними елементами рельєфу, а через них і з різними тектонічними структурами, і на просторовому співвідношенні рифів з один одним. Викопні рифи поділяються на дві групи: одиночні рифи та рифові системи.

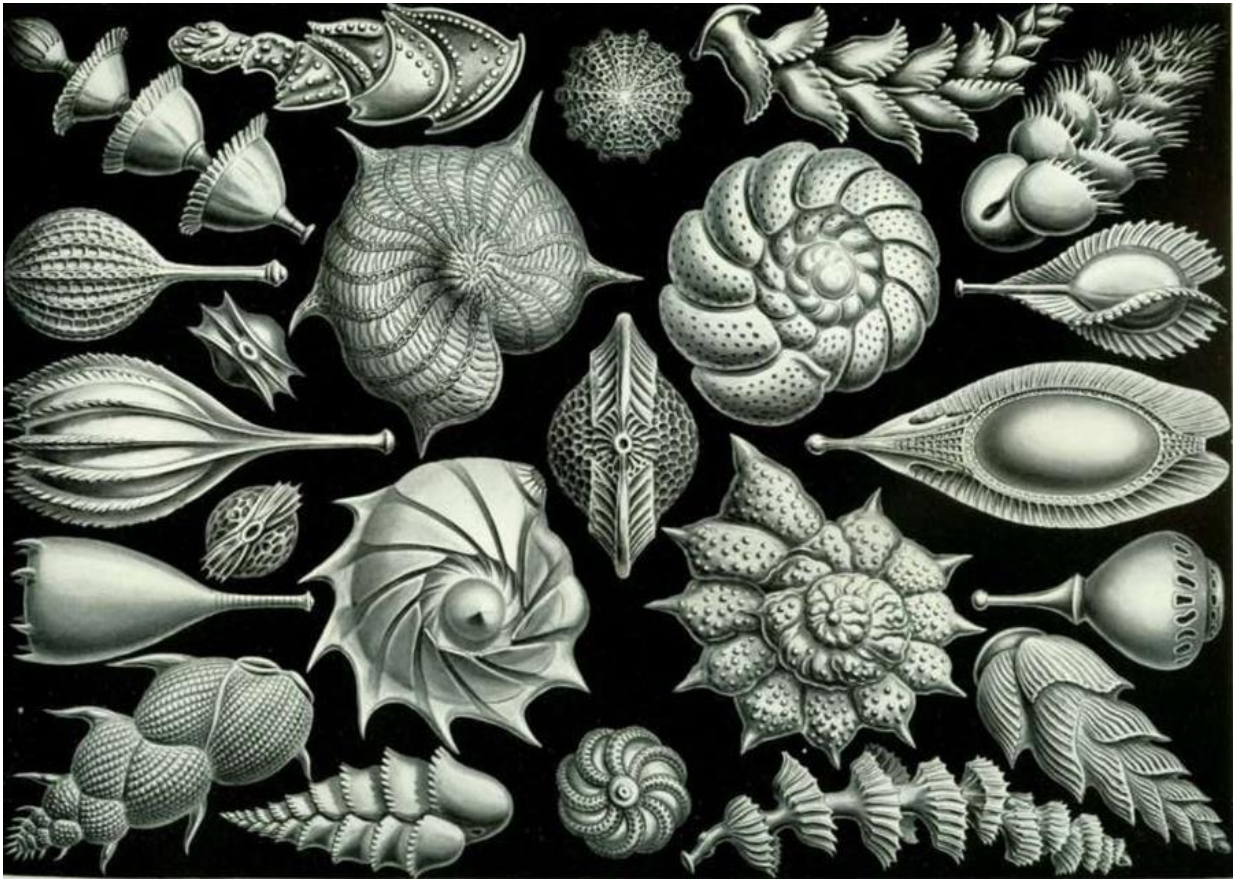


Рисунок 1.3. Фораменіфори роду Саркодзгугікові [4].

Рифові системи по суті є об'єднанням одиночних рифів в ланцюгоподібну систему, яка приурочена до бортових зон областей опускання некомпенсованого типу. Одиночні рифи зустрічаються в осьових, депресійних частинах областей опускання і контролюються надвигами. Багато вчених вважають що рифові системи приурочені до фронтальних зон клинодислокацій [7].

## РОЗДІЛ 2. РЕЛІКТОВІ РИФОВІ КОМПЛЕКСИ У СУЧАСНОМУ РЕЛЬЄФІ ЄВРОПИ

В рельєфі Європи реліктові рифові комплекси спостерігаються в багатьох місцях. Одна з причин цього є те, що території цієї частини світу в різні історичні періоди були затоплені водами Світового Океану. І саме на межах океанічних вод сформувались переважна кількість рифових споруд минулого. Одним з найвідоміших об'єктів рельєфу Європи який сформований на базі рифового комплексу є Подільські Товтри. Також такі об'єкти можна спостерігати в рельєфі Великобританії, в районі Йоркширу, в Ельбських горах в Німеччині.

### 2.1. Подільські товтри

Комплекс викопних органогенних Товтрових утворень включає Головне пасмо й бічні Товтри. Головне пасмо виражене в рельєфі монолітними масивами, що розчленовані річковими долинами, простягається від с. Залізці (Тернопільська обл.) до с. Кульчиївці (Хмельницька обл.). Залишки берегового рифу розташовані східніше Головного пасма. Бічні Товтри (рис. 2.1.) поширені у підніжжях південно-західного макросхилу Головного пасма, вздовж долин Дністра та його лівих приток. Ширина Товтрової зони (Головного пасма та бічних Товтр) коливається від 5-8км до 15-30 км.

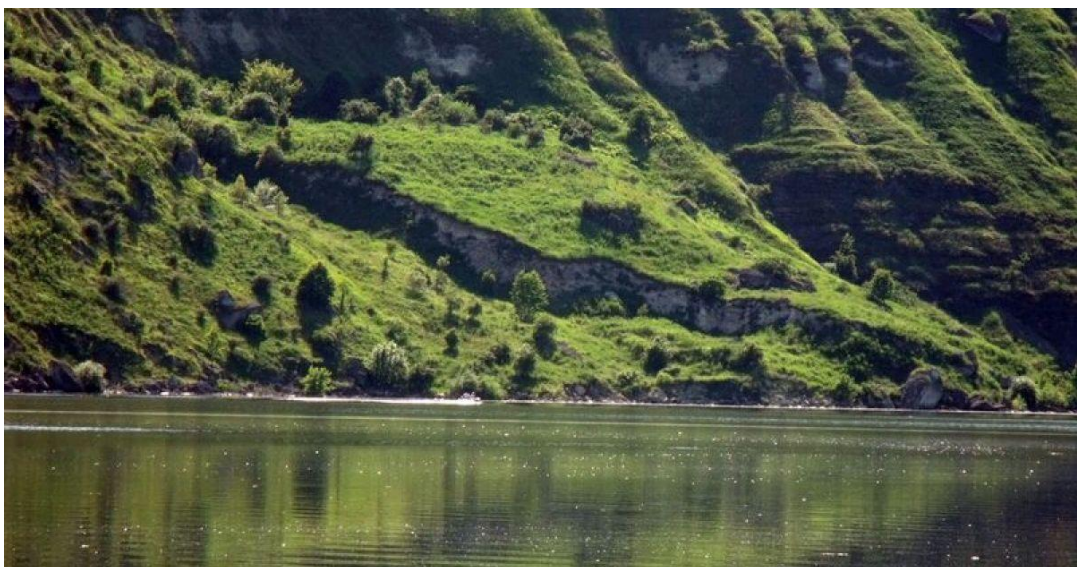


Рисунок 2.1. Ділянка Бічних Товтр [11].

Прямолінійне простягання Головного пасма Товтр зумовлене регіональним Тереховлянським розломом. Бічні Товтри, просторово відокремлені від Головного, часто об'єднані у гребні, що відповідають розломам нижчого порядку, що простягаються на північний-схід, і часто виражені у річковій мережі. Зазначені напрямки відображають структурні особливості території, яким відповідають розломи південно-західного простягання [11].

Геолого-геоморфологічною основою Головного пасма є денудаційно відпрепарований баденсько-сарматський бар'єрний риф. Головне пасмо утворене верхньобаденськими органогенними та органогенно-детритовими вапняками, які залягають на відкладах силуру, верхньої крейди й міоцену. Від Головного пасма відокремлені конусоподібні скелясті пагорби – Товтри, утворені стійкими до денудації серпулевими вапняками нижнього сармату.

Головне пасмо та бічні Товтри відрізняються морфологічними характеристиками, за якими їх часто ідентифікують у рельєфі Подільської височини. Для масивів Головного пасма властиві: широка (200-600 м.) вирівняна вершинна поверхня майже з однаковими абсолютними висотами й асиметрична будова – південно-східний схил короткий й крутий (до 35-40°), а північно-західний довгий та пологий (10-15°). Абсолютні висоти пасма знижуються висоти Головного пасма знижуються з північного заходу на південний схід. На півночі (долина р. Гнізна) вони досягають 420-440 м, у центральній частині (долина р. Збруч) - 380-415 м, а на півдні (долина р. Дністер) 340-360 м. Відносні висоти становлять 60-80 м, збільшуючись у долинах річок до 120-140 м [13].

Рифові споруди сармату представлені у сучасному рельєфі Поділля скелястими конусоподібними пагорбами (Товтрами) й невисокими (20-60м) пагорбами з пологими схилами (могилками). На вершинних поверхнях Головного пасма сарматські вапняки утворюють куполоподібні підняття.

Бічні Товтри завжди нижче від Головного пасма и досягають висот близько 350-360 м. у центральній частині, й 320-330 м у північних та південних

частинах Подільських Товтр. Відносні перевищення бічних Товтр становлять 30-40 м [11].

Товтри – це яскраво виражений орографічний елемент у сучасному рельєфі, що простягається майже на 250 км. За походженням це викопні органогенні споруди, що сформувались у мілководних прибережних водах міоценового Паратетису.

Формування обмілин зумовлено седиментаційними причинами, тобто підвищеною швидкістю осадконакопичення. Молодші органогенні утворення нижнього сармату приурочені до шлейфоподібних обмілин, що простягались від вже утвореного Головного пасма й утворились внаслідок його руйнування.

Морські умови на території Поділля встановились у пізньому бадені. У цей час на піднятих ділянках морського дна за 15-30 км. від східного берега Паратетису до лінії К.П. Ритаці почав формуватися бар'єрний риф. Риф утворили організми-рифобудівники (літотамнії), що належать до червоних багатоклітинних водоростей. У Товтрах місцями трапляються корали, що відрізняє Подільські Товтри від аналогів на Розточчі. Хаотично трапляються ділянки рифу, складені моховатками (с. Гуменці). Таксономічний склад коралів у Товтрах свідчить про їх подібність до інших рифів міоцену з морських середземноморських басейнів [12].

Територія морського басейну в передкарпатській западині у пізньому бадені досягала значних розмірів порівняно з попередніми періодами й море поширилося на платформу. На північний схід від рифових побудов формувались лагунні відклади, головним чином літотамнієві вапняки, які далі на схід фаціально заміщуються прибережними пісками з багатою фауною молюсків. На південний-захід від Товтр поширені верхньобаденські карбонатні глибоководні фації.

На окремих ділянках рифи не формувались. Вважалось, що Товтрове пасмо було розділене на окремі масиви внаслідок формування накладених річкових долин. Інші дослідники припускали, що Головне рифове пасмо спочатку було утворене у вигляді окремих пасом, проводячи аналогію будові

сучасних рифів. Рифові пасма розділяють так звані річкові проходи, розташовані навпроти гирл річок, які текли з материка. Води річок, що впадали в море, змінювали температуру і солоність морських вод, вносили мулистий матеріал, тим самим створюючи несприятливі умови для життя організмів-рифобудівників [11].

У ранньому сарматі рифоутворення поновилось й було приурочене до західного берегу морського басейну. Умови формування рифу в цей момент докорінно змінились – формування рифів вже не було чітко приурочене до конкретної лінії, хоч і відбувалось в районі баденського літотамнієвого рифу. Основою для формування порівняно великих сарматських органогенних споруд слугували баденські рифові масиви, внаслідок чого утворились складні двоярусні побудови. Дрібніші сарматські органогенні споруди частіше формували невеликі пасма вздовж західного схилу літотамнієвого рифу, орієнтовані відповідно до нової північно-східної фаціальної зональності під прямим кутом до літотамнієвого рифу [12].

Характер формування органогенних утворень нижнього сармату значно відрізнявся. Серед причин, які вплинули на формування і розвиток рифових утворень нижнього сармату, важливе значення мав бар'єрний риф верхнього баденію. Внаслідок руйнування літотамнієвого рифу утворились обмілини, які були основою для формування окремих рифових побудов нижнього сармату (сучасні бічні Товтри). Утворення окремих сарматських невисоких пасом, зазвичай, приурочене до розчленованіших ділянок Головного пасма, у центральній частині Подільських Товтр бічних Товтр немає. Відклади нижнього сармату також формувались на рифових пасмах, унаслідок чого абсолютні висоти Головного пасма на окремих ділянках зросли. Різниця абсолютних висот підосви відкладів нижнього сармату та сучасної поверхні Головного пасма Товтр становить 15–25 м.

Подільські Товтри формувались в тектонічно активній зоні Волино-Подільської плити. Тектонічна активність Товтрової зони простежена в різних етапах історії розвитку Волино-Поділля. Різноюнаправлені рухи блоків у межах

цієї зони зумовили розподіл фацій міоценових відкладів і створили сприятливі умови для рифоутворення. Також, для тривалого росту рифів також потрібне збереження швидкості прогинання, саме тому місця утворення рифів часто приурочені до великих довготривалих розломів. Отже, розвиток органогенних побудов пов'язаний з тектонічним режимом території [13].

У сеномані в районі Товтрового пасма існував витягнутий у північно-західному напрямку острів, який не покривало море. Про цей факт свідчить відсутність крейдових відкладів на смузі шириною до 18 км, що витягнута у північно-західному напрямку від м. Кам'янець-Подільський до смт. Гримайлів. В епоху передбаденської трансгресії територія виділялась у рельєфі у вигляді полого підняття.

Рифові структури верхнього баденію в сучасному рельєфі утворюють ланцюг лінійно витягнутих пагорбів. З'ясовано, що відносна прямолінійність простягання Товтрового пасма зумовлена Теробовлянським розломом, який розділяв блоки земної кори з різним режимом тектонічного розвитку. Зміщення блоків по розлому призвели до утворення структурних виступів на дні міоценового моря й створили сприятливі умови до заселення організмів-рифобудівників [11].

На підставі аналізу гіпсометрії підосів верхньобаденських відкладів можна зазначити про низку особливостей рельєфу Головного пасма, які існували протягом нижнього баденію. У цей час сформувалися лінійно витягнуті пасма з вирівняною вершинною поверхнею. Баденський рифовий масив утворював дугоподібно витягнуті пасма до сучасної р. Збруч, що розділені незначними зниженнями.

На межі баденію і сармату, у зв'язку з перебудовою структури рельєфу Поділля, палеогеографічна ситуація Паратетису (рис. 2.2.) в районі рифового пасма докорінно змінилась. Передкарпатська низовина, яка в баденії була частиною Середнього Паратетису, у сарматі стала фрагментом Східного Паратетису, утворивши витягнуту далеко на північний-захід Галицьку затоку [13].



Рисунок 2.2. Паратетіс в період формування Подільських Товтр [13].

Формування Подільських Товтр протягом верхнього баденію та нижнього сармату було визначене розломами північно-західного і північно-східного простягання. У пізньому баденії рифоутворення контролювали розломи північно-східного напрямку, у ранньому сарматі – північно-західного. З зазначеними напрямками збігаються витримані по всій довжині Товтр головні системи тріщин у рифових масивах – повздовжні та поперечні.

За результатами геолого-знімальних робіт, розломи північно–східного простягання відносять до трьох груп: розломи, що були активні у міоцен-четвертинний період (дислокації фіксовані у гіпсометрії сучасної поверхні, підшві верхньобаденських відкладів, зміною потужності та літологічного складу рифових відкладів); розломи, активні переважно у пізньобаденський й раньосарматський час із загасанням тектонічної активності у четвертинному періоді (порушення підшви верхньобаденських відкладів, зміною потужності рифових відкладів, однак не виявлені у сучасному рельєфі) та розломи, переважно активні у пліоцен-четвертинний час (уздовж розривних порушень фіксовані виразні гіпсометричні зміщення в сучасному рельєфі без закономірної зміни рівнів підшви верхньобаденських відкладів, їх потужності та літологічного складу в межах різних блоків) [11].

На підставі аналізу гіпсометрії сучасної поверхні Головного пасма Подільських Товтр, гіпсометрії підшви верхньобаденських рифових відкладів, розподілу зміни потужностей та літологічного складу міоценових

відкладів, відповідну ділянку земної кори можна поділити на низку блоків, розділених розломами північно-східного простягання. З огляду на це, морфологічні особливості рельєфу Головного пасма та бічних Товтр треба розглядати з урахуванням існування тектонічних розломів. Риф зростав у прибережній смузі моря, де були сприятливі умови для існування організмів-рифобудівників, але особливості зростання, переривчатість суцільності пасма часто були визначені власне блоковими тектонічними зміщеннями [13].

Наприкінці раннього сармату почалася нова фаза підняття північно-західної частини Поділля, яка зумовила регресію моря на схід. Морський режим зберігся до раннього сармату лише в західній частині Поділля. Море регресувало внаслідок інтенсивнішого підняття північно-західної частини області Товтрового пасма щодо південно-східної. Наприкінці раннього сармату заклалась, відповідно до загального нахилу місцевості, тогочасна річкова мережа південно-східного напрямку. Це підтверджують напрями приток річок Серету, Гнізни, Жванчику, Смотричу та Мукші. Притоки сучасних річок Поділля успадкували напрям давнішої гідромережі.

Локальна рухомість Товтрової зони зумовила низку особливостей гідрографії Поділля. Протягом четвертинного періоду Товтри піднімались і надалі, з інтенсивнішим підняттям їхньої північної частини. Результатом нового розподілу висот стала докорінна перебудова річкової мережі Поділля – річки змінили напрям руху з південно-східного діагонального на меридіональний [11].

З Товтровою зоною пов'язані найскладніші врізані меандри Дністра. У місці перетину Товтрового пасма лівими притоками Дністра простежено закономірне зміщення їхніх русел зі сходу на захід з підмиванням правих берегів. На північно-східному схилі Товтрового пасма річки течуть паралельно до напрямку Товтр з північного заходу на південний схід, а в межах Товтрового пасма змінюють напрям на південно-західний, перетинаючи пасмо по найкоротших відрізках. Після перетину Товтр річки знову змінюють напрям на меридіональний відповідно до загального нахилу Подільської

плити. Зазначені особливості гідромережі Подільських Товтр підтверджують локальну тектонічну рухомість Товтрової зони та існування поперечних порушень північно-східного напрямку. Долини річок Серет Лівий, Гнізна, Збруч, Смотрич (рис. 2.3.), Мукша, які перетинають Товтри у поперечному напрямі, одночасно є межами, які поділяють пасмо на низку блоків з різною висотою вододільних поверхонь [12].



Рисунок 2.3. Товтри в районі впадіння р. Смотрич в Дністер [10]

Як випливає з зазначеного, загальне підняття південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи, а відповідно, Подільської плити та Подільських Товтр, що почалося наприкінці раннього сармату і тривало протягом пліоцену і плейстоцену, відбувається і в голоцені. Про підняття цієї території свідчать молоді ерозійні врізи в межах Головного пасма Товтр.

Отже, Головне пасмо Подільських Товтр почало формуватись у

верхньому баденію. За даними геологознімальних робіт можна зазначити низку особливостей рельєфу, на якому утворювався літотамнієвий бар'єрний риф. Територія була полого нахилена з північного заходу на південний схід. Абсолютні відмітки території на північному заході становили 360–380 м, на південному сході – 170–200 м. Рельєф цієї ділянки був слаборозчленованим, за винятком північно-західної частини, де простежено локальні підняття відносною висотою 25–40 м. Імовірно, що зазначені пагорби стали основою для формування рифових пасом. У сучасному рельєфі на цій ділянці Головне пасмо Подільських Товтр не утворює суцільного масиву, а представлене низкою послідовно розташованих пасом. У центральній частині (сучасна долина р. Збруч) середні значення підосви відкладів верхнього баденію становлять 260–270 м. Рельєф ділянки був слабкорозчленований, у верхньому баденію тут зафіксоване незначне (до 20–30 м) пологосхиле підняття. Саме на цій ділянці ширина сучасного Головного пасма Товтр максимальна і становить 15–20 м. Головне пасмо тут представлене низкою паралельно розташованих масивних пасом.

Незважаючи на значне зниження абсолютних висот Головного пасма, потужність рифових відкладів на різних ділянках практично не змінюється. На сучасному межиріччі Серету та Збруча баденський риф утворює вигнуту в діагональному напрямі дугу (випуклу на схід), яка складається з потужних (до 60–80 м) окремих пасом. Абсолютна висота зазначених пасом коливається в межах 380–360 м. Південніше, на межиріччі Збруча та Дністра, напрям простягання баденських рифових пасом змінюється з діагонального на субмеридіональний. У долині Збруча зареєстровано перепад абсолютних висот пасма з 360 до 320 м. Такі абсолютні висоти характерні для всіх рифових пасом межиріччя Збруча та Дністра. Потужність рифових пасом цієї ділянки змінюється від 40 м до 80 м. Рифове пасмо верхнього баденію за напрямом простягання, абсолютними висотами та потужністю відкладів можна розділити на дві частини, розмежовані сучасною долиною р. Збруч [11].

## 2.2. Берегові рифи Донецького кряжу

Піздньосерпухівські відклади Донецького басейну (рис. 2.4) формувались в тектонічно неспокійному басейні з частими та швидкими коливальними рухами та дуже швидким накопиченням теригенного матеріалу. Вони представлені різноманітними відкладами морського мілководдя: різного типу береговими та прибережними та в меншій мірі відкладами відкритого моря.

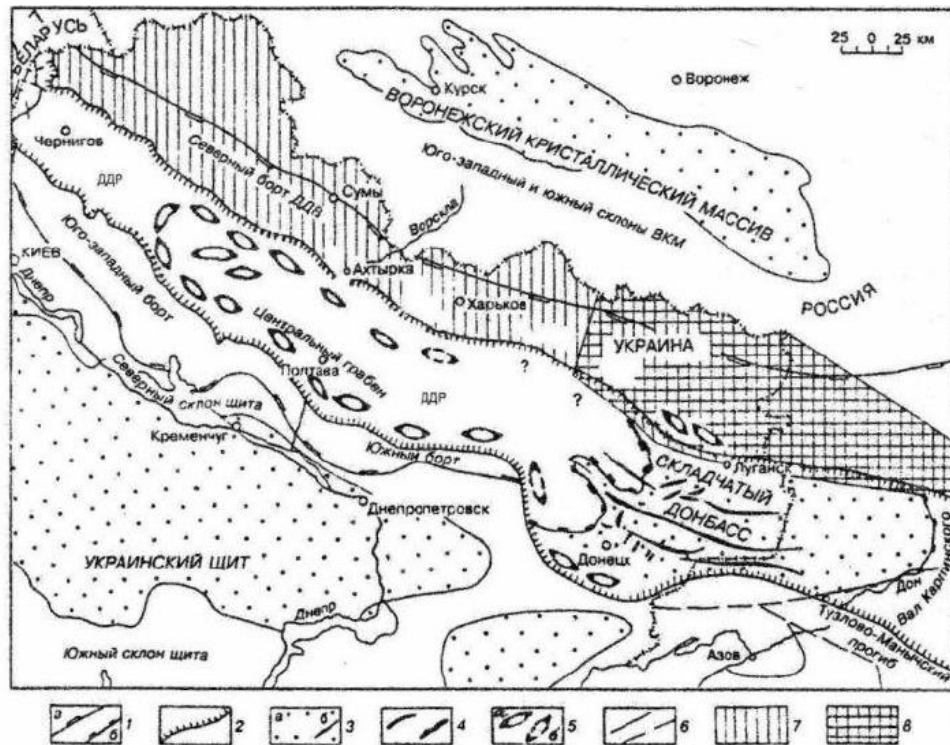


Рисунок 2.4. Оглядова карта розповсюдження рифогенного поясу в ДДЗ [2]. 1- контури платформених структур: а – регіональних, б – зональних; 2- крайові порушення палеорифта; 3 – виходи складчастої основи на поверхню чи області його неглибокого залягання: а – Український щит, б – Воронезька антикліза; 4 – осі складок Донбасу; 5 – рифи, біогерми: а – встановлені, б – прогнозовані; 6 – тектонічні порушення; 7 – північний борт рифтогену; 8 – Північно-Донбаський район.

У відкладах запалтубинського горизонту верхнесерпухівського підярусу Донецького басейну дуже широко розповсюджені органогенні коралові вапняки. Потужність вапнякових прошарків 0,5 – 7 м. Залягає цей шар на середньозернистих піщаниках та перекривається грубозернистими, часто гравелітовими косошаруватими піщаниками [11].

Обстановка осадонакопичень розшифровується як прибережно-морська, де формувались невеликі берегові рифи. Судячи по різноманітній зовнішній формі самотніх та колоніальних ругоз, басейн мав досить розсічене дно. Слабкий розвиток рифових споруд в кам'яновугільний період, можливо, пов'язано з взаємовідносинами коралів та водоростей в цей час [4].

Рифи на цій території не мали велике значення на формування великих форм рельєфу. Однак вони впливають на утворення мікрорельєфу на Донецькому кряжі. Також на цій території поширені карстові форми рельєфу, які утворюються за рахунок органічних відкладів кам'яновугільних реліктових рифових споруд [5].

### **2.3. Рифові споруди Печорської низовини**

Силурійське рифоутворення являє собою відносно відособлений етап розвитку рифових структур (рис. 2.5.). Поширення рифів цього віку вивчалось в багатьох публікаціях. Силурійські рифи поширені на території Печорської синеклізи і районів Печорського Уралу, які в той час являлись крайовим, епіконтинентальним морським басейном, який відкривався в Уральський палеоокеан. Рифоутворення локалізовано на двох стратиграфічних рівнях: верхнелландоверійському та венлоксько-лудловському [4].

В пізньому лландовері в умовах шельфу розвивались багаточисленні патч-рифів і лише на півночі цієї території була описана продовгувата, асиметрична рифова система. Потужність цього шару становить 100 – 170 м, а довжина – 2,5 км.

Формування потужних бар'єрно-рифових систем почалось в другій половині венлокського віку. При цьому, у венлоці, формувалась лише цоколь, який утворений уламками голкошкірих та уривками зелених водоростей. Значний розвиток каркасоутворення біоти та формування рифу почалось вже в лудлові. Потужність цих споруд знаходиться в межах від 360 до 1000 м, а площа поширення – до 500 км<sup>2</sup> [18].

Локалізація бар'єрних систем на перегині шельфу, які є межею між відносно мілководними та глибоководними територіями, визначили їх морфологію: відносно плосковершинні чи ті які мають виражений водорослевий гребінь чи терасу.

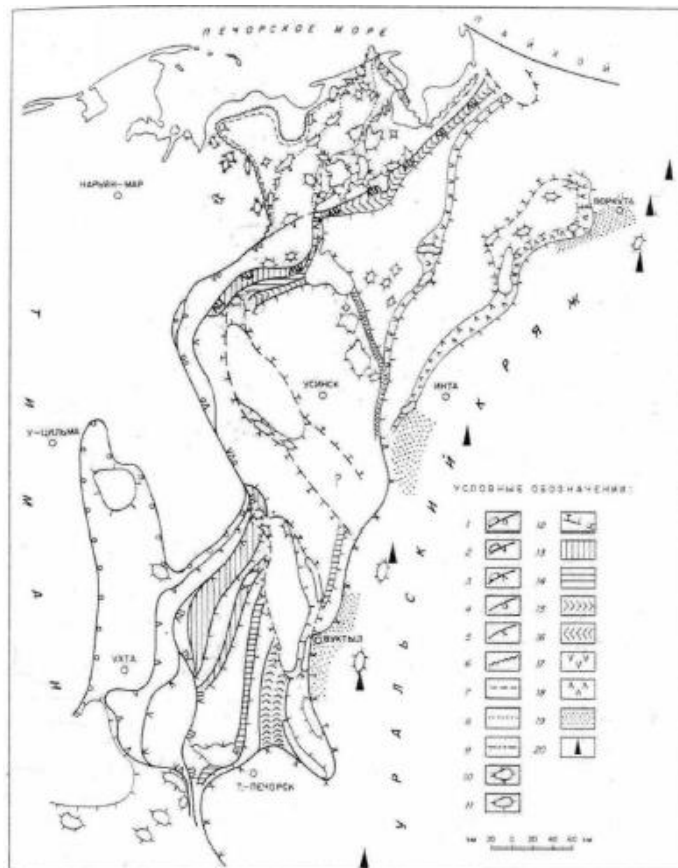


Рисунок 2.5. Схема розповсюдження рифогенних масивів [15].

Крайові бар'єрні рифи: франського віку: 1 – доманікові, 2 – сирачойсько-ранньоєвлановські, 3 – пізньоєвлановсько-лівенські; фаменського віку: 4 – ранньофаменські, 5 – елецько-середньо-пізньофаменські. Межі розповсюдження глибоководних фацій на північному заході басейні: 6 – доманікового віку, 7 – ранньосирачойського, 8 – ранньоєвлановського, 9 – пізньоєвлановського віку, 10 – банки на мілководному шельфі, 11 – ізольовані банки на відмілинах в некомпенсованих впадинах, 12 – межі районів розповсюдження ізольованих карбонатних платформ і скупчень банок. Фаменські карбонатні клиноформи: 13 – задонські, 14 – нижньоелецькі, 15,16 – нижньоелецькі, 17 – середньофаменські, 18 – середньо-верхньофаменські. Кам'яновугільні клиноформи: 19 – турнейські, 20 – основні оголення на західному схилі Уралу.

Важливо відмітити, що крім рифів межі платформи в межах Уральського палеоокеану існували ізольовані рифи, в тому числі і достатньо великі, які розвивались на вузьких шельфах вулканічних острові [1].

Завдяки тому що в основі рельєфі Печорської низовини лежать реліктові рифові структури, сама ця низовина є дещо хвилястою з великою кількістю пагорбів та морен, які складені переважно органічними карбонатами.

Палеогеографічні типи девонських рифогенних споруд різноманітні. На карбонатних платформах шельфової зони формувались порівняно невеликі споруди. Вздовж меж карбонатних платформ та акумулятивних терас з відносно глибоководними западинами, відбувалось утворення крайових та більш протяжних бар'єрних рифогенних споруд потужністю до 500 м. на відмілинах, всередині западин, росли як невеликі ізольовані споруди, так і великі масиви з чітким розділенням на зовнішню та внутрішню зони [10].

На самому півдні провінції краєві рифи доманікового віку оконтурюють з заходу Вичегодським прогином, а потім розповсюджуються на північ, перетинаючи Південний Тиман. Фаменський бар'єрний риф прилягає до Омринської рифогенної банки. Тут спостерігаються деякі карбонатні клиноформи. На перетині Печоро-Колвинського авлакогену Центрально-Хорейверським лініаментом зони бар'єрних рифів розділяються і повертають на північний схід. Північна гілка має доманіковий вік, а південна – сирачойський [9].

Обидві гілки об'єднуються на ділянці Західно-Ошкотинської площини в єдину Центрально-Хорейверську рифогенну зону, яка перетинає Хорейверську западину у вигляді ланцюга з крупних масивів, формування яких почалось в доманіковому віці [17].

#### **2.4. Рифова структура Креко**

Південний край блоку Аскріг навколо Креко, Північний Йоркшир, демонструє перехід від карбонатного схилу до краю шельфу з рифовою окантовкою. На основі даних про фораменіфери та водорості, вважається, що він утворений у пізньому Асбії. Пізньохолкерівські та ранні асбійські схиліві фації, що включали невелику кількість мулів, утворені у порівняно глибоких водах, у перехідній зоні між схилом. Схил розглядається як структурно

фрагментований, що пов'язано з різкими змінами товщини та фацій. Реліктові рифи утворені в період від пізньоасбійського до раннього бригантського та ізольовані рифові пагорби вапнякової формації Креко є частиною масивного рифового ядра. Положення рифів-горбків обмежене на півдні Північною частиною Крейвенського розлому, але в той же час центр Крейвенського розлому утворений великим шаром рифових відкладів. Подальша інверсія цієї споруди спричинила підняття та занепад рифів і, як наслідок, поховання сланцевою формацією Боуленд [14].

Вапняки Креко, початку та середини місісіпського віку (нижній карбон), утворюють серію внутрішніх шарів, розташованих на південь від Північної частини Крейвенського розлому вздовж траси E-W, що простягається на 20 км на схід від селища Бернсолл. Споруда включає переважно рифи Креко, які утворили різкий південний край карбонатного шельфу Блоку Аскріга. Походження цих рифів було досліджено в багатьох публікаціях у першій половині XX століття, де обговорювалось потенційне утворення цих горбоподібних споруд. Мета цих дослідження полягала в: а) дослідженні формування рифів; б) визначити період утворення та розвитку рифів у південній частині блоку Аскріг, головним чином на основі біостратиграфічних досліджень із використанням форамініфер та водорослей. Було досліджено походження та терміни переходу від карбонатного схилу (формація Кілнсі) до рифової платформи (формація вапняку Креко). Також розглядаються дані про те, якою мірою нинішня форма „рифових пагорбів” представляє оригінальну топографію рифу [16].

Місісіпські рифові фації на півночі Англії поділяються на грязьові пагорби «Волсорта» та рифи «Креко», при цьому рифи Креко мають більшу територію. Волсортійські пагорби отримали свою назву від містечка Волсорта, Бельгія. Вони є представниками фацій пізнього турнезійського та раннього візейського карбонатних накопичень, знайдених у північній та центральній Англії, південному Уельсі, Ірландії та США, а також Бельгії. Ці пагорби характеризуються дискретним накопиченням зі значною часткою (> 30%)

карбонатної грязі або пелоїдів та не мають скелетного решток. Вони розвивались у тихій воді, в низькоенергетичному середовищі на дистальних ділянках карбонатних схилів, у субфотичній зоні або глибших частинах фотичної зони, на глибині від 130 до більш ніж 300 м. Волсортійські грязьові пагорби добре розвинені в районі Клітеро в межах басейну Крейвена, в 30 км на південний захід від Креко.

Молоді рифи Креко утворюють так званий рифовий пояс Крейвена. Західна частина поясу Крейвена, від Сітла до Малхема, була предметом детальних досліджень Гарвуда та Гудієра (1924), Хадсона (1930) та Артуртона (1988). Поточна зона, розташована на сході відкритого рифового поясу, була широко вивчена попередніми працівниками. Термін «Креко» вперше був використаний Бісатом (1928), а потім описаний як рифова фація Хадсоном та Філкоксом (1965) для відмежування таких «рифів-пагорбів» від старих волсортських грязьових пагорбів в Ірландії [15].

Тайдмен (1901) вважав, що круті занурення, наявні на флангах рифових горбів, розвинулися під час процесу осадонакопичення, тоді як Марр (1899) вважав ці круті занурення суто тектонічними, не визнаючи присутності окремих вапнякових фацій як рифи. Вважається, що ці конструкції являються рифовими пагорбами, але існує багато розбіжностей щодо того, наскільки поточний ізольований характер пагорбів вказує на оригінальну топографію рифу, або є результатом пізнього обвалу більших реліктових рифових споруд з боків, або є наслідком тектонізму наприкінці візейського часу. Хадсон вважав, що топографія рифів у вигляді пагорбів є продуктом пізньої візейської ерозії під час фази тектонічного підняття. Блек (1958) визнав підняття та незначні опускання, що в свою чергу він пов'язав з розвитком валунних відкладів на початку утворення формації Боуленд. Бонд (1950) прагнув пов'язати геометрію пагорбів із низкою трендових антикліналей ENE-WSW до NE-SW, ймовірно, з домінуючими зміщеннями пробуксовки, яка відбувалась під час розвитку рифу і до осаду сланцевої формації Боуленд [14].

Букер та Хадсон (1926) розпізнали рифову фацію тонкого

фрагментарного матеріалу, вимитого на південь, яка утворювала вапняки басейну Крейвена, включаючи утворення вапняку Пендсайд. Масивні порцелянові вапняки з перекриваючими, грубими криноїдальними вапняками були описані як характерні для рифових ядер, з характерною фауною мохоподібних, черевоногих молюсків, двостулкових молюсків та брахіопод. Згодом рифову структуру Стебден-Хілл було розбито на шість біогенних структур і представлено як три загальні фації: банкова фація, що утворює погано залягаюче ядро забудови; флангова фація, що утворює схил, спрямований до басейну, з опусканнями до  $35^\circ$  і різноманітною біотою; і строматолітові та багаті губками каркасні фації, що розвинулися у верхній частині забудови. Останні ідентифікуються за ерозійними поверхнями та тріщинами. Територія рифу, що перевищувала 120 м у поясі Крейвена, була повністю перекрита сланцевою формацією Боуленд.

Блек (1954) розділив рифи в Креко на підвищені «асиметричні» структури, такі як Елболтон-Хілл та Байра-Банк, що утворювались на мілководних шельфових карбонатах, присутніх на півночі, та «симетричні» горби, такі як Баттер Хілл Хоу, Скелтертон і Карден, що розвивалися в глибших водах. Манді (1980) вважав, що рифи в цій зоні зустрічаються у трьох групах: 1) Свінденський риф на північному заході, який, можливо, розвинувся на північно-східній частині Гетонської антикліналі; 2) Елболтон, Торп Кейл (також відомий як Кейл Хілл) і Байра Банк, які лежать у напрямку антикліналі WNW – ESE, паралельний, але розташований на південь від північної частини Крейвенського розлому; 3) пагорби Скелтертон, Карден, Баттер-Хоу та Стебден, розташовані на південь від інших рифових структур (рис. 2.6.) [18].

Переважно рифова вапнякова фація описана з місць між пагорбами. Вапняк Скелтертон розглядався Блеком (1958), як такий що утворився під час Асбію. Манді (1980, 2000) визначив і наніс на карту обсяги двох попередніх рифових вапнякових одиниць - вапняків Рілстоун і Трепленд арундійського віку та вапняки Скелтертон холкеріанського віку.

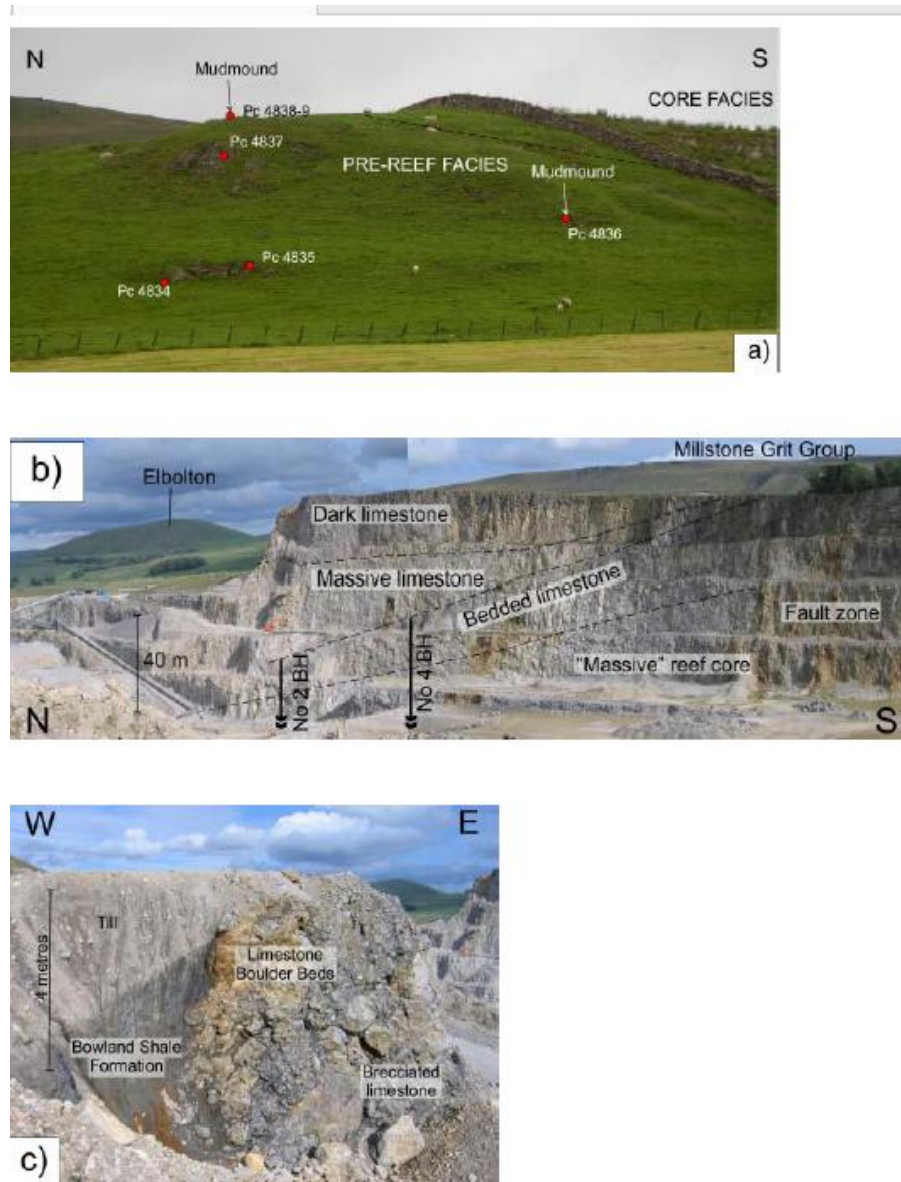


Рисунок 2.6. Рифові вапнякові формації Креко: а) Карден Хілл ;b) матеріали з яких формується масив Креко; с) Південно-Західна ділянка рифу Креко.[14]

Вапняк Трепленд складається з темно-сірих вапняків з прошарками мулів. Вапняк Рілстоун складається з темно-сірого тонкошарового вапняку та глинистого вапняку з прошарками вапнякового бруду, обмеженого за розміром. Вапняк Склтертон на пагорбі Склтертон до Склтертон Бек складається із тонких сукцесій середньо-темно-сірих вишневих біокластичних вапняків які переважно сформовані фораменіфорами (рис. 2.7.).

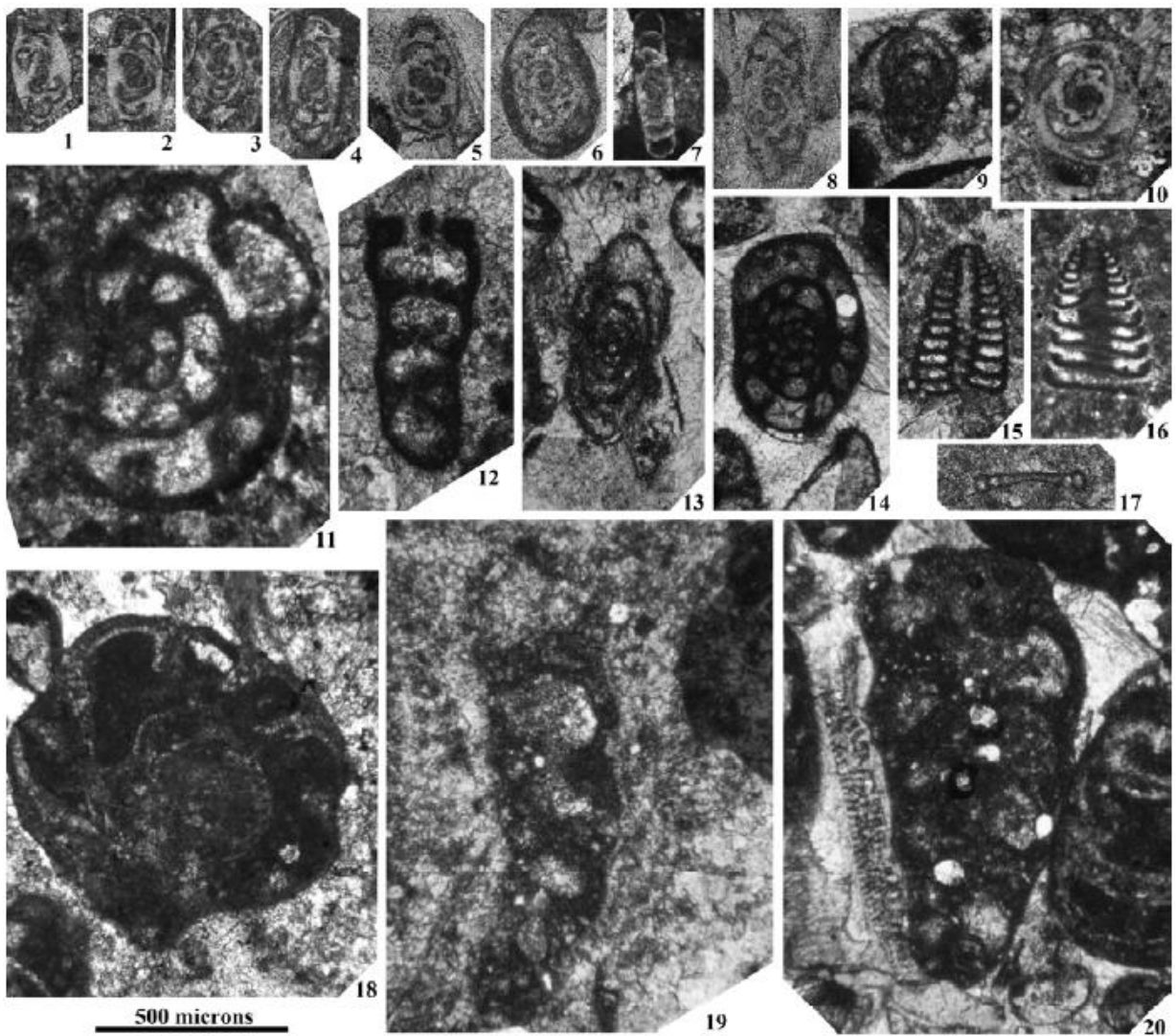


Рисунок 2.7. Фораменіфори рифової структури Креко [9]: 1. *Archaediscus*, Карден Хілл. 2. *Archaediscus*, Карден Хілл. 3. *Nodosarchaediscus viae*, Карден Хілл. 4. *Nodosoarchaediscus demaneti*, Карден Хілл. 5. *Nodasperodiscus*, Лоуп Скарп. 6. *Neoarchaediscus*, Лоуп Скарп. 7. *Tubispirodiscus cornuspiroides*, Лангертон Хілл. 8. *Neoarchaediscus*, Лоуп Скарп. 9. *Euxinita efremovi*, Лоуп Скарп. 10. *Archaediscus karregeri*, Лангертон Хілл. 11. *Endothyranopsis compressa* transitional to *E. crassa*, Трепленд Хілл. 12. *Mikhailovella gracilis*, Лоуп Скарп. 13. *Pseudoendothyra sublimis*, Лоуп Скарп. 14. *Eostaffella mosquensis*, Лоуп Скарп. 15. *Vissariotaxis longa*, Барден Бек. 16. *Howchinia bradyana*, Лангертон Хілл. 17. *Hemidiscopsis*, Барбен Бек. 18. *Endothyranopsis crassa*, Лангертон Хілл. 19. *Nauplophragmina beschevensis*, кар'єр Хіппінгс. 20. *Koskinobigenerina*, Лоуп Скарп.

Були спроби літостратиграфічно розподілити рифову сукцесію. Хадсон (1938) вважав, що вапняки рифів можна поділити на «вапняки верхнього та нижнього рифів». Обидва вапняки були описані як розділені м'якими вапняками, в яких корали та брахіоподи дуже поширені, а типова рифова

фауна є підпорядкованою. Хадсон і Коттон (1944) виділили характерний гальково-ооїдний і конгломератний вапняковий рифовий вапняк із септозою Давідсоніна біля його основи, яку вони інтерпретували як накопичення на невеликому схилі до моря. Вапняки нижнього рифу були описані Хадсоном (1938) як такі, що містять безструктурний вапняк, що включає фауну, типову для нижньої частини підзони В2 (ранній асбійський вік). Верхньо-рифові вапняки Гудзона (1938) містять рясні, добре збережені, продуктивні брахіоподи, що локально утворюють черепашкові брекчії, що свідчить про верхню частину підзони В2 (пізній Асбій). Угорі вони темно-сірі та щербеністі та містять гоніатити, що вказують на підзону Р1а (найновіший асбійський вік). Артуртон називав рифи Креко маргінальними рифовими вапняками формації Малхем. Згодом це було переосмислено як утворення вапняку Креко [9].

## РОЗДІЛ 3. РИФОВІ КОМПЛЕКСИ В ОСНОВІ СУЧАСНОГО РЕЛЬЄФУ АЗІЇ

Рифові споруди минулого в Азії стостерігаються в багатьох регіонах. Найбільш виразні споруди можна побачити в районі південно-східного Паміру, в горах Узбекистану, а також в багатьох регіонах Китаю. Багато структур Азії були сформовані в межах палеоокеану Тетіс. Важливе значення цих структур в тому, що в багатьох з них можна спостерігати залягання нафти та газу, на чому будують свою економіку багато країн Азії.

### 3.1. Рифи південно-східного Паміру

В тріасовому періоді Південно-східний Памір (Додаток А) являв собою різко диференційований геосинклінальний прогин з осьовим і периферійним відносними підняттями в ладинсько-норійському та ретському часах. Тріасові відклади формувались в ньому повсюди, залягаючи на пермських відкладах. Південно-східний Памір (рис. 3.1.) на короткий час перетворився в суходіл [4].



Рисунок 3.1. Південно-східний Памір [6].

По типу тріасових відкладів (Додаток Б) в межах Південно-східного Паміру виділяються п'ять структурно-фаціальних зон. В плані вони

утворюють підкову, яка закривається в північно-західному та відкривається в південно-східному напрямках. В центрі підкови виділяється осьова зона, підковоподібно її оконтурюють поступово Перехідна, Проміжна, Окраїнна і Периферійна зони. Для кожної із них характерний набір тріасових фацій, які відобразили батиметрію прогину, причому особливо контрастно це спостерігалось в ладінсько-карнійській, норійській та ретській часи. Осьова та Периферійна зони характеризувались в цей час найменшими глибинами і тут накопичились мілководні відклади: доломіти і рифові вапняки в першій зоні, вулканіти та грубоуламкові утворення – в другій. Окраїнна зона володіла найбільшими глибинами і тут сформувались глибоководні утворення: кремні, сланці, тонкозернисті хомогенні вапняки. В Перехідній та Проміжній зонах осідали нормально-морські неритові середньо- та грубошаруваті вапняки, а також кремні в перемішку з вапняками [5].

В периферійній зоні рифові фації формувались в піздньоладин-ранньокарнійській час, відрізняючись по типу та характеру в різних частинах зони. В Муздубулакській підзоні рифові споруди представлені слабо вираженими біостромами серед різньошаруватих вапняково-мергельних порід в складі вулканогенних та тонко- і грубоуламкових відкладів. Це фації так названих коралових «луків». Серед рифоспорудників зустрічались гідроїдні, корали та губки. В Каттамарджанайській підзоні – це найбільш відособлені біогерми серед вулканітів. Форма біогермів ізометрична чи лінзовидна, розміри – від перших десятків сантиметрів до перших десятків метрів в діаметрі, внутрішня будова однорідна, границі з вулканітами різкі. Як правило, це світлі тонкозернисті уламкові вапняки. Основні рифобудівельники представлені гідроїдними, коралами. Зустрічаються піздньоладин-ранньокарнійські двустворкові та головоногі молюски [7].

В Ташджилгінській підзоні зустрічаються відносно крупні (від перших метрів до перших десятків метрів в діаметрі) біогерми та потужні протяжні біостроми серед грубоконгломератових порід, які заміщають ці споруди. Складені вони білими, кремовими та різними відтінками сірого уламковими

тонкозернистими масивними та грубошаруватими вапняками з водоростями, гідроїдними та коралами.

В Осьовій зоні встановлено чотири епохи рифоутворення. Перша – охоплює відрізок часу від ладинського до кінця середньонорійського часу. Формування рифу почалось в Саригорумській підзоні, а з пізньокарнійського часу площа його розповсюдження охопила всю решту Осьової зони. По типу – це занурений столовий риф, сформований при прогині дна басейна, позбавлений фацій хвильоріза та крупноуламкового рифового шлейфу. Представлений він масивними та грубошаруватими органогенно-детритусовими тонкозернистими світлими вапняками, які утворили єдине геологічне тіло довжиною до 130 км при ширині 7-25 км., потужністю від 200 до 1000 м. Основними рифобудівельниками, прямо до початку ранньонорійського часу, були вапнякові водорості. В пізньокарнійсько-ранньонорійському часі разом з водоростями активними рифоспорудниками були корали [3].

В середньонорійський час корали вже переважають, комплекс їх вже оновлений.

На початку пізньонорійського часу занурення дна басейну та привнесення тонкоуламкового матеріалу зупинили рифоутворення. Повсюди в Осьовій зоні сформувались темні шаруваті глинисті вапняки с вкрапленням кремню, які перекрили та захоронили риф.

Друга епоха рифоутворення датується кінцем ранньосеватського часу, коли на фоні позбавленої тектонічної активності в Бортепінській підзоні (рис. 3.2.) сформувались хвилеломний риф, де основними рифобудівельниками були дазикладієві водорості та корали. Представлений риф вапняковими конгломерато-брекчіями, середньо- та дрібноуламковими органогенними вапняками, серед яких зустрічаються коралові біогерми сферичної форми від 1,5 до 15 м. в діаметрі. Потужність рифових споруд близько 50 м [1].

Третя епоха рифоутворення співпала с кінцем пізньосетеватського часу.



Рисунок 3.2. Гори Памір в районі Бортепинської підзони [1]

На території Бортепинської підзони сформувались субпластові біогерми та біостроми у виді «клаптикових» рифів потужністю від 1 до 8 м. і протяжністю до перших десятків метрів всередині алевритів та глинистих сланців.

На території Джилгакочусуйської підзони зустрічаються прошарки та лінзи біостромів та органогенно-уламкових вапняків потужністю від 5 до 12 метрів серед піщано-алевритових порід. Останні по латералі змінюються терригенними фаціями відкритого басейну, широко розповсюдженими в цей час в Перехідній, Проміжній та Окрайній зонах [6].

Аналізуючи просторове положення пізньосеватських рифових фацій з їх комплексами органічних відкладів та порівнюючи їх з такими ж в Альпах, можна впевнено припускати, що в межах Джилгакочусуйської підзони розташовувався передрифовий прогин, тоді як на площі Бортепинської підзони була внутрішньорифова лагуна з типовими фаціями коралових «луків».

Четверта епоха рифоутворення характеризувалась формування в

ретський час на території Осьової та Перехідної зон хвилеломного рифу. В умовах дуже повільного занурення субстрату, який змінювався короткочасними підйомами, накопичувались грубоуламкові конгломератовидні органогенні вапняки від 5 до 150 метрів потужністю [10].

### **3.2. Рифи Північного Нуратау**

Простір північних схилів та передгір'я хребту Північний Нуратау, характеризується надзвичайним формаційним різноманіттям та великою кількістю тектонічних блоків витягнутої форми, які орієнтовані в широтному та північно-західному напрямку. Вапнякові гряди, які входять в склад зони формують в рельєфі невисокі скельні передові хребти Егербелітау, Баликлітау, Нурак, які утворились в окремих седиментаційних прогинах [5].

Найбільш древні рифи виявлені в горах Ітарка (західне закінчення хр. Мальгузар (рис. 3.3.), південніше г. Джизак), де серед ордовицьких флішоїдних відкладів широтно пролягає карбонатна гряда масивних сірих вапняків. Вони виділяються як відклади суялташської світи венд-рифейського віку. Основою для цього є залишки проблематичної мікрофауни, вимитої з вапняків. В доломітизованих вапняках часто спостерігаються включення водоростей, які ймовірно, і були рифобудівниками. В крайових частинах гряди, де проявляється тонко-середньшарувата шаруватість порід виявлені ходи унікальних великих мулоїдів, які досягали в товщину тіла до 120 мм. Виходи рифів спостерігаються і на лівому борту річки Санзар (гори Койташ), які мають складну будову.

В горах Богамбир (північні передгір'я хребту Північний Нуратау, поблизу райцентру Фаріш) в масивних вапняках богамбирської світи, яку вважають фаціальним та віковим аналогом суялташської, встановлена велика органогенна споруда, фаціально і морфологічно розділяється на дві частини. Східна частина являється типовим рифом, на схилах якого розвинуті прошарки уламкових та оолітових вапняків. Місцями вапняки впадають в зону дії прибою, що відобразилось в розвитку в них великої косої перехресної

шаруватості хвильоприбійного типу.



Рисунок 3.3. Західне закінчення хр. Мальгузар [8].

Рифобудівниками були різноманітні водорості, але в ряді виходів відмічені включення уламків коралів, які досі не вивчені. Західна частина рифу представлена масивними вапняками, які утворюють ряд підвищень с пологими формами, на вершинах яких виявлені скупчення великих коралів. Корали - це нові форми, не відомі в інших розрізах Узбекистану, і можуть бути датовані кембрієм-ордовиком. Як і на Ітарці, в вапняках Богамбиру спостерігаються великі ходи мулоїдів, діаметр яких досягаються 20-30 см. Крім цих виходів з гігантизмом мулоїдів, аналогічні прояви життєдіяльності виявлені і у відрогах Чаткальського хребту, що може служити кореляцією різновіддалених карбонатних товщ [8].

Дещо північніше гряди Богамбир на протязі більш ніж 100 км, вздовж автодороги Джизак-Фаріш, тянуться слабо оголені пагорби вапняків з включеннями ракоподібної фауни силура-девону. Вірогідно, вони є вершинами органогенних споруд, доступних для польових досліджень. Аналогічні по віку споруди знаходяться на площі Кітабського державного геологічного заповідника (Зеравшанський хребет, басейн р. Кашкадар'ї).

Судячи по рифовим спорудам та даним палеологічних спостережень, район в цей час знаходився в приекваторіальній зоні.

В Північній Фергані в пізньому палеозої переважали мілководні морські умови літогенезу, відома невелика споруда в Разансае (гори Бозбутау, район г. Таш-Кумир).

В гірському обрамленні Південної Фергани розвинуті карбонатні масиви Катрантау та Катранбаши (передгір'я Алайського та Туркестанського хребтів). В їх складі часто присутні карбонатні світи, але відсутня фаціально-морфологічна характеристика відкладів, що дозволяє лише припускати наявність в потужних розрізах і рифових споруд [15].



Рисунок 3.4. Гори Карачатир [18].

Найбільш молодими рифами в палеозої регіону є споруди в касимовському ярусі пізнього карбону, виявлені в західній частині гір Карачатир є (рис. 3.4.) (Південна Фергана). Тут вони приурочені до прибережної частини басейну, причому, в джилгінсайській світі відомі морфологічно малі форми, а за межами гір, серед долини виявлені у виді окремої гори Туямуюн і в північному крилі Курташської гряди. Рифобудівники складають великий список брахіопод, гастропод, коралів та водоростей.

В еталонному Карачатирському розрізі для пізнього палеозою Середньої Азії риф виявлений так само і знизу ранньої пермі, в західній частині гір. Тут розвинутий великий Акбулакський риф. Він має складну будову, що свідчить про декілька стадій розвитку, при довжині до 2 – 2,5 км і видимій потужності до 150 м. Палеомагнітні дослідження відкладів верхнього палеозою Карачатирського розрізу визначили положення району в цей час, тобто в межах екваторіальної зони [18].

В палеозойський етап геологічного розвитку площі сучасного Узбекистану можна виділити не менше ніж чотири часові рівні розвитку рифогенних споруд, розташованих в місцях легкодоступних для поверхневого вивчення. Частина з них, в Південній Фергані, входить в склад Ферганського нафтогазоносного басейну. Встановлена характерна риса розповсюдження органогенних споруд в палеозої Узбекської частини Тянь-Шаньської гірської системи – це широтний розвиток рифів на протязі всієї палеозойської геологічної історії – від Ферганської западини до Кизилкумів. Вірогідно, ця особливість пов'язана з палеогеографією регіону, північна частину якого майже не заливалась водами древніх басейнів, а берегова лінія акваторії лише широтно мігрувала в просторі і в часі [4].

### **3.3. Рифогенні структури західної частини Аравійської плити**

Карбонатні відклади є породами-індикаторами геодинамічних процесів, кліматичних змін та палеогеографічних умов седиментації. З ними пов'язані багато видів корисних копалин. В мезозойських карбонатних комплексах, які сформувались в північній та південній шельфовій зоні центральної частини Тетису, важливе значення мали біогерми та рифові тіла, які є першочерговими об'єктами пошуку промислових скупчень рідких та газоподіних вуглеводнів. Вони, як правило, мали закономірне морфоструктурне положення, трасували області континентальних окраїн та відображали певні етапи тектонічних перебудов. Пізньоюрські органогенні споруди, розташовані в північній шельфовій зоні Тетіса, формували в районах Гірського Криму, Північного

Кавказу та Амудар'їнської депресії рифові та біогермні пояси, які обрамляли області окраїнних та внутрішньоплатформних морських осадових басейнів. В межах південної тектонічної окраїни, у східній частині Аравійського півострову відомі багаточисленні мезозойські органогенні комплекси, з якими пов'язані великі родовища нафти та газу [5].

Менш вивченими залишаються споруди мезозойської карбонатної платформи в західній частині Аравійської плити. Для відновлення процесів юрського седиментогенезу в цьому регіоні на території Сирії вивчались гірські споруди Пальмірид, Курд-Дага, Анти-Лівана та Прибережних гір. Потужність середньо-верхньоюрських відкладів, які мають у своїй будові різні типи доломітів, вапняків та алевритів коливається в межах від декількох метрів до 1200 м. Вони були сформовані в субліторальній, підводно-дельтовій зоні, а також у відкритих та напівізольованих мілководних частинах карбонатної платформи. На келовейському, оксфордському та кімериджському стратиграфічному рівнях виникали різномасштабні органогенні комплекси, розміри та амплітуда яких при омолодженні збільшувалась. Направленість зміни латеральних та вертикальних фаціальних рядів відображає процес аридизації клімату в пізньоюрський час та формування екологічного бар'єру, які протягались вздовж берегу Східного Середземномор'я [6].

### **3.4. Рифові споруди басейну Панлонгдонг північно-східного Сичуаню**

Рифовий нафтовий резервуар Панлонгдонг розташований в Джичанзі, Ксуанхан, провінція Сичуань і знаходиться вздовж дороги приблизно на відстані в 8 км від тунелю Янггудонг. Він розташований в північно-східній частині басейну Сичуань і відноситься до передового відрогу гори Міканг-Даба. Геологічне положення – верхньопермська формація Чангксінг [5].

Рифи складаються з подошви рифу, ядра рифу та кровлі рифу. Потужність подошви рифу 40 м. Основа подошви рифу складає сірий вапняк, мікрітовий відкрито-платформенних міжвідмілиних фацій, верх складений

вапняком світло-сірим масивним біокластичним та кальцирудитом відмілиних фацій. Потужність ядра – 100 м. Його літологія – світло-сірі асфальтовані губкоподібні бафлостоун та скелестоун. Ядро рифу складене губковими бафлостоунами та скелестоунами знизу вверху. Головними рифоутворюючими організмами є фістулізові губки та рідше склерогубки. Губки скелестоунів складають 45-50% рифоутворюючих організмів. Більша частина губок розташована перпендикулярно площині пластів, невелика кількість – під кутом до площини. Губки середньої частини ядра рифу утворюють правильний скелет і одночасно обростають водоростями. Рифи в цілому доломітизовані до перетворення в рифовий доломіт. В ньому багато пустот. Деякі пустоти заповнені кальцитом, інші – асфальтом. Асфальтом заповнені пори, каверни, пустоти, біокаркасні пори та тріщини. Потужність кровлі рифу становить 60 м. Його літологія – муловий доломіт, оолітовий доломіт та кристалічний доломіт, яка чередується з світло-сірим вапняком мікрітовим, біокластичним. Асфальт заповнює пустоти та тріщини доломіту кровлі рифу [3].

### **3.5. Рифові споруди Гуйліну**

Гуйлін та райони які прилягають поряд, розвинулися з сілокластичного шельфу до карбонатних платформ в пізній середньодевонський час та є частинами великого карбонатного шельфу в центральній та південній частині провінції Гуанксі, Південний Китай. Основні розломи фундаменту контролювали диференціацію осадового басейну. Унікальна палеогеографічна структура платформа-депресія девону в Південному Китаї є наслідком утворення розломів.

Внутрішньоплатформна депресія розвинулась в результаті синседиментаційних розломів, що розділило шельф на велику кількість субплатформ. Ці підняття субплатформи створили сприятливі ніші для рифоутворюючих організмів, включаючи скелетні метазої, кальцимікроби (рис. 3.5.) та вапнякові водорості. Високе таксономічне різноманіття

рифобудівних строматопороїдів та коралів ругоз розвинулося протягом ейфельського-живетського часів в Гуйліні, тоді як види вапнякових водорослей та кальцимікробів існували протягом великого проміжку часу разом з строматопороїдами та коралами. Кальцимікроби склали характерні фаменські рифи та пагорби в Гуйліні. Цікаво те, що кальцимікроби почали формувати рифи та пагорби від пізнього франу на окраїнах платформи, де серед мікробіальних карбонатів зустрічаються масивні корали [4].

Епіфітон, Реналцис та інші кальцимікроби є головними будівниками фаменських мікробіальних каркасів в Гуйліні. Разом з строматолітовими рифами та пагорбами ооїдні, брахіоподібні ракушняки та наутілоїдні відмілини, рифові вапняки формували потужні та масивні карбонати в окраїно-платформенних фаціях навідрізу від добре відомих коралово-строматопорових і строматопоро-коралово-кальцимікробіальних рифів в живетській та франській часи [6].

Секвенція 1 складається з мілководних силіцикластичних відкладів пізньоейфельських трансгресивних відкладів карбонатних банок ранньоживетських трактів високого стояння. Більша кількість коралів, строматопороїдів та інших метазоїв переважали в умовах мілководно-морських банок, які широко розвинуті в теригенному шельфі в Гуйліні.

Секвенція 2 складається з середніх та потужних платформенних карбонатних відкладів середньоживетських систем та потужних карбонатних відкладів пізньоживетських систем високого стояння. Трансгресивна система цієї секвенції є переходом від мілководних банок до карбонатних платформ. В той же час розломи фундаменту були активні і банки розрізались розломами фундаменту. Різноманітні рухи між блоками розбитих банок привели до формування карбонатних платформ та внутрішньоплатформенних депресій. Система високого стояння являється періодом розвитку карбонатної платформи. Диференціація фацій карбонатної платформи чітка, включаючи добре розвинуті внутрішні фації платформи, крайовоплатформенні фації та фації крайового схилу.



Рисунок 3.5. Основні рифобудівні породи утворені кальцимікробами[4].

Секвенцію 3 складають середньшаруватий векстоун та мікробіальні шаруваті вапняки ранньофранських трансресивних систем, вапняки з сферичними строматопороїдами, брахіоподовий вапняк пізньофранських систем високого стояння. В трансресивних системних трактах мікробіальні карбонати не тільки формували шаруватий вапняк та невеликі онкоїди внутрішньої платформи, але і шаруватий вапняк та строматолітові біостроми в умовах окраїни платформи. В системних трактах високого стояння мікробіальні карбонати розвивались на окраїні платформи та схилах,

формуючи онкоїди.

Секвенцію 4 складають обмілюючі вгору вапняки пізніх франських трансгресивних систем, фенестровий та шаруватий вапняки ранньо- та середньофаменських систем високого стояння. В трансгресивному системному тракті широко розвинуті мікробіальні карбонати, формуючи не тільки фенестрову структуру у внутрішній платформі, але і різноманітні мікробіальні рифи та пагорби разом з строматолітовими рифами та пагорбами.

Секвенція 5 складається з біокластичного векстоуну пізньофаменських трансгресивних систем та мілких мікритів, середньшаруватих пекстоунів, фенестрового вапняку та коралового і онкоїдного пекстоуну пізньофаменських систем високого стояння. В трансгресивних системах не були розвинуті мікробіальні карбонати, але формувались онкоїди в системі високого стояння [8].

## РОЗДІЛ 4. РЕЛІКТОВІ РИФОВІ КОМПЛЕКСИ В ОСНОВІ РЕЛЬЄФУ ПІВНІЧНОЇ АМЕРИКИ

На території Північної Америки рифові реліктові структури поширені не дуже сильно. Звичайно є багато карбонатних органічних відкладів та пластів, але великих масивів які можуть мати велике значення для формування окремих форм рельєфу не так і багато. Це скоріш всього пов'язано з тим, що на території цього материка рифобудівні процеси в минулому були не такі потужні і не настільки активні. Але все таки певні реліктові рифові структури які мають відображення в рельєфі спостерігати можна.

### 4.1. Рифоутворення в регіоні Центральних Кордильєр

Одним з найбільш сприятливих районів, де можна спостерігати осад палеозойської західної пасивної окраїни Північно-Американського континенту, є Центральні Кордильєри (штат Невада). Тут можна виділити шельфовий та батіальний формаційні ряди, які відповідають карбонатній та сланцевій формаційній зоні.

Карбонатна зона має широке розповсюдження (з заходу на схід близько 400 км) і відповідає області рухливого шельфу, занурення якого компенсувалось осадонакопиченням (більш ніж 10 км осаду). В карбонатній зоні за період від пізнього докембрю до раннього карбону виділяються три великі цикли осадонакопичення, для яких характерне закономірне чередування теригенних олігоміктових, карбонатних відкритого шельфу та карбонатних закритого шельфу формацій [4].

В сланцевій зоні Кордильєр спостерігається зовсім інший формаційний ряд, який має багато спільного з формаційним рядом сланцевої зони Уралу. Ранній стадії розвитку цієї зони відповідає алеврито-піщано-глиниста формація, зрілій стадії – кремнисто-глиниста а кінцевій – флішева формація.

Рифові утворення на західній палеозойській окраїні Північно-Американського континенту відмічені в силурійсько-нижньодевонській калейдовій формації. В двох інших калейдових формаціях рифогенні

утворення зустрічаються лиш у виді невеликих біогермів [9].

По текстурним, структурним та фауністичним даним доломіти Лон Маунтін представлені рифовим комплексом, який сильно змінений доломітизацією, а формація Робертс Маунтін (рис. 4.1.) є глибоководним обрамленням рифу. Карта ізопакіт фіксує змінення потужності рифового комплексу від 150 до 330 м.



Рисунок 4.1. Породи утворені строматопороїдами, формація Робертс Маунті[15].

Однією з головних порід формації Лон Маунтін є світло-сірі доломіти, з яких складається майже вся формація. Головна особливість цих доломітів – їх масивність. В багатьох місцях елементи залягання визначити неможливо. Породи дуже п'ятнисті та пористі. Брекчії, поширені в формації Робертс Маунтінс, показують, що руйнувався острів чи риф, так як уламки гострокутні і не могли бути перенесені на велику відстань. Брекчії складені уламками тонкозернистих вапняків та біокластичного матеріалу.

Наявність рифобудівних організмів частіше всього дуже важко визначити через сильну доломітизацію та перекристалізацію порід. Лише в

одному місці спостерігається маленька частинка рифу, де добре видно, що центральна частина структура складається з строматопороїдів та колоніальних коралів, багато з яких знаходяться в прижиттєвому положенні та слугували субстратом для інших скелетів [15].

В нижньодевонських відкладах рифогенними є вапняки Тор (рис. 4.2.), які мають потужність 100-150 м. ці масивні світло-сірі породи, мають біокластову структуру. Їхні виходи мають види мальовничих схилів. Ці рифогенні утворення знаходяться також на межі з більш глибоководними відкладами, розташованими на заході [16].



Рисунок 4.2. Вапняки Тор, Робертс Маунтін [16].

#### **4.2. Рифи району Великих озер**

Силурійські рифи Північно-Американської платформи розташовані в центральній частині, в районі Великих озер, де розташовувався великий внутрішній морський басейн, який займав площу від штату Айова до Огайо, від Мічігану до Огайо. В межах басейну в силурійський час існували три відносно глибоководні зони – Мічиганський, Ілінойський та Аппалацький басейни, де в різній степені інтенсивності проходило рифоутворення [2].

Рифи ландоверійського етапу локалізовані в формації Александрія, кількість їх відносно невелика. На північній окраїні Мічиганського басейну (Додаток В) встановлена серія патч-рифів потужністю не більше 12 м, які протягувались смугою близько 60 км. Каркасоутворюючі організми –

строматопори, корали, губки, але головна роль належить водоростям.

Розквіт рифоутворення припав на венлокський час. Рифи визначені в формації Локпорт, яка датується другою половиною венлоку і початком лудлова в складі серії Ніагара, який охоплює стратиграфічний інтервал від кінця ландоверійського ярусу, весь венлокський та початок лудловського ярусу. Вони описані як у виходах, так і по даним буріння в штатах Онтаріо, Вісконсін, Мічіган, Огайо, Айова, Іллінойс. Площа розвитку споруди складає більше 800 тис. км<sup>2</sup> [6].

В переважній більшості випадків це патч-рифи та піннаклі – одиночні відносно симетричні в поперечному січенні споруди різних конфігурацій: від ізометричних до сильно витягнутих в основі, з різним співвідношенням між поперечним розміром та висотою споруди, що визначає і різноманітність їх морфології. В багатьох випадках рифи утворюють бар'єроподібні системи, які складені з дискретних піннаклів які зрослись, і простягались на сотні кілометрів. Вони обрамляють Мічіганський внутрішній басейн у виді відносно широкої кільцевої смуги. В межах цієї смуги локалізуються і найбільш великі одиночні рифові споруди. Потужність піннаклів складає від 150 до 300 м, патч-рифи з крупними схилами досягають потужності в 120 м, причому, деякі з них мають атолоподібну конфігурацію з кутами схилів до 45° [8].

Рифи лудловського віку досить поширені, але в більшості випадків, це невеликі патч-рифи, піннаклі в той час як бар'єроподібні системи розвинуті в значно меншій мірі.

Основними рифобудівниками були корали і строматопороїди, в значно меншій мірі – рецептакуліти (рис. 4.3.) та губки при постійній присутності водоростей.

Карбонатний матеріал поставлявся і нерифобудівними організмами – багаточисленними брахіоподами, гастроподами, цефалоподами з невеликою кількістю пелоцид та голкошкірих [2].

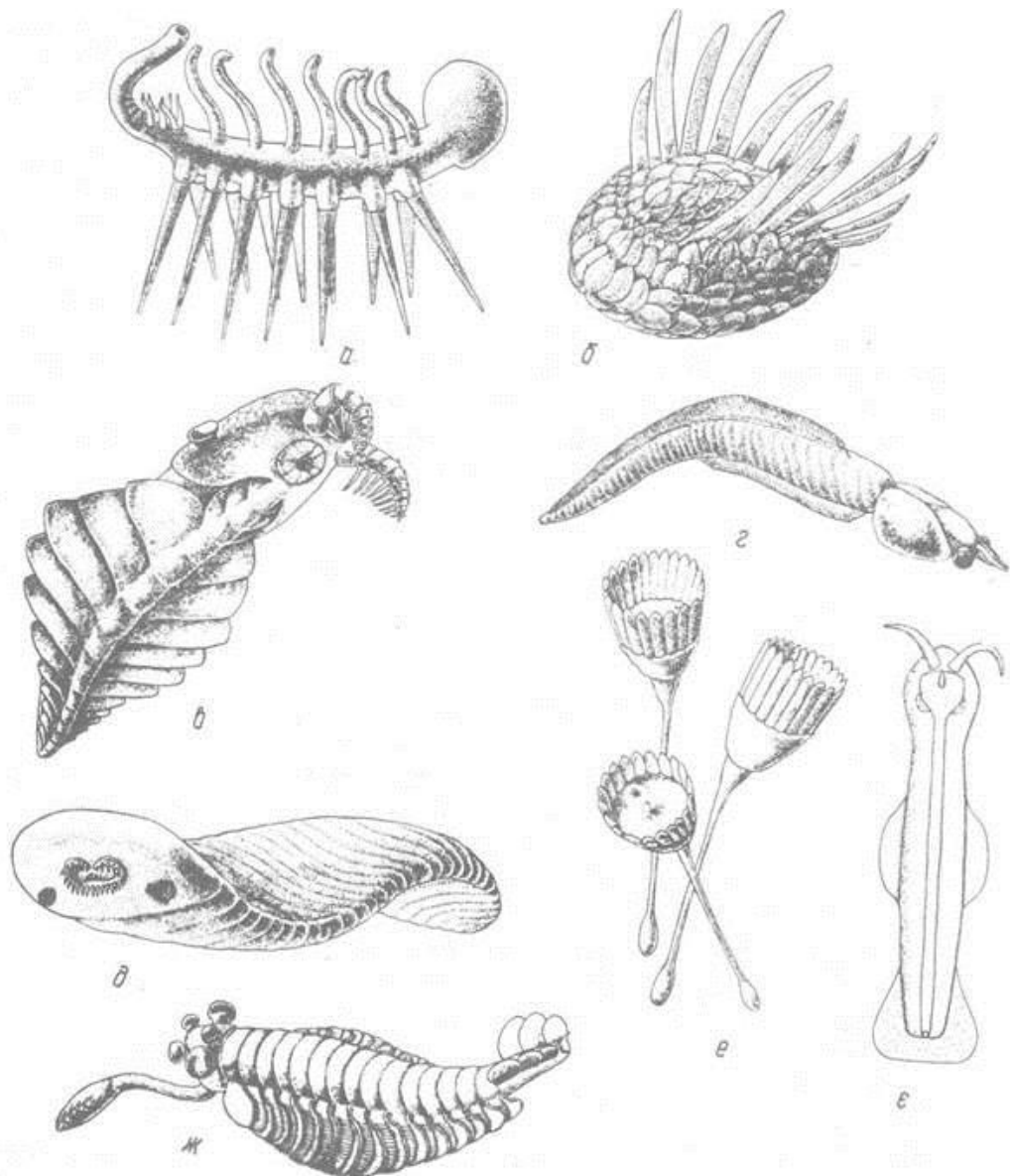


Рисунок 4.3. Рецептакуліти, які формували рифи району Великих озер [2].

Процес формування силурійських рифів не був неперервним. Цей басейн мав складний та обмежений водообмін з Світовим океаном і постійно осолонювався. Часами солоність підвищувалась до степені сульфатів і ріст рифів зупинявся. Напевно, рівень моря понижався, дах рифу осушувався, а в навколишньому басейні осаджувались сульфати кальцію, утворюючи ангідридну пачку. Після наступного підйому рівня моря ріст рифів відновився, а синхронні йому басейнові відклади представлені доломітами [9].

## РОЗДІЛ 5. ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ МОРФОМЕТРИЧНИХ, ГЕНЕТИЧНИХ ТА РЕЧОВИННИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Оскільки рифоутворення представляє собою взаємопов'язане та взаємообумовлене об'єднання біо-, літо- та морфогенезу, тому порівнювати особливості їх літогенезу необхідно в комплексі з особливостями їх біо- та морфогенезу [6].

Достовірно установлені зміни хіміко-мінералогічного складу рифів ускладнені значною переробкою багатьох споруд, тому доводиться, по-перше, аналізувати досить обмежений матеріал по найменш зміненим рифам, і по-друге, використовувати деякі додаткові показники. Зміни в складі пов'язано з загальною еволюцією карбонатонакопичення та одночасно з еволюцією організмів-рифобудівників. Серед останніх головними завжди були водорості, хоча систематично групи їх мінялись, та в фанерозої – кишковопорожнинні. Важливо відмітити, що останні мали найбільш систематичне різноманіття в якості важливих рифобудівників в палеозої і воно суттєво скоротилось в мезокайнозої, але одночасно виник принципово новий та дуже важливий симбіоз коралів та зооксантел, в результаті чого різко посилилась результативність та швидкість карбонатонакопичення. Іншою важливою особливістю для літології було часто більш ранішня поява, в порівнянні з тогочасними відкладами, в рифах багатьох організмів (археоциати в кембрії, строматопори та табуляти в ордовіку і т.д.) [2].

Враховуючи дані по хіміко-мінералогічній складовій рифів, можна вважати, що рифейські споруди були складені кальцитом та доломітом, причому, палеозойські рифи складені переважно кальцитом, хоча присутність в значній кількості організмів, які мають в своїх скелетах брусит, магнезит та високомагнезійний кальцит, а також своєрідна геохімічна та палеогеографічна обстановка вели до підвищеного відносно відкладів, які тут містились, накопичення магнію, а також, особливо в другій половині палеозою, утворенню арагоніта. В мезозої та кайнозої, коли сформувалась близька до сучасної рифова екосистема, головними мінералами стали

метастабільні арагоніт та високомагнезійний кальцит [3].

Особливості морфогенезу полягала перш за все в зміні геоморфологічного вираження рифів. Рифейські та кембрійські споруди височіли над дном водойм не більш ніж на перші пару метрів, причому рифи-хвильоломи з'явилися, хоч і в обмеженій кількості, лише в геосинклінальних областях. Геосинклінальні рифи ордовіку при потужності в перші сотні метрів мали висоту 150, а може, і більше метрів. В девоні рифи досягли потужності в тисячу та більше метрів, причому такі рифи відомі як в геосинкліналях, так і на платформах. Пермські та тріасові рифи височіли вже на 100 і більше метрів над дном глибоководних басейнів які до них прилягали. Нарешті, рифи сучасних океанів, при відомій потужності від 15-2 до майже 5 км мають в зоні глибин більше 2 км. для літології важливо, що збільшення висоти рифів викликало фаціально-екологічну диференціацію що розвивається.

Змінювались також тектонічне та палеогеографічне положення рифів в історії Землі, відмічена поступова поява все нових типів. Докембрійські споруди розвивались як на платформах, так і в геосинкліналях, причому особливою специфікою вони не відрізнялись і по суту були самотніми, відносно симетричними тілами, оточеними однотипними фаціями. Палеозойські споруди та рифи відомі на платформах, в крайових прогинах та в геосинкліналях, причому з ордовіка відомі атоли, а з силура лінійні асиметричні рифові системи, які мали різне перевищення над зарифовими та передрифовими частинами басейну [9].

Поява в другій половині мезозою та кайнозою океанів зумовило зміщення сюди основного по масштабам рифоутворення, особливо в кайнозої, так як ранньомезозойські рифи пов'язані ще в значній мірі з геосинкліналями, головним чином Тетіса. Відповідно географічне положення рифів часто визначалось утвореною системою апвелінгу.

Найбільш складним в зв'язку з відсутністю точних даних є вивчення особливостей масштабів рифового карбонатонакопичення. Виходячи з розповсюдження органогенних споруд та рифів та частково потужності та

кількості окремих споруд, начебто намічається ряд мінімумів їх розвитку. Це пізній кембрій-ордовик, карбон, кінець пермі-ранній тріас, початок крейди. Відповідно деяка активізація рифоутворення відмічається в ранньому кембрії, силурі, девоні, пермі, пізньому тріасі, еоцені-антропогені. Ранньотріасовий мінімум рифоутворення в цілому відповідає глибокому мінімуму загального карбонатонакопичення, різкому скороченню площі акваторій, тобто моменту потужної теригенної седиментації, коли карбонатонакопичення та його різновиди – рифоутворення – були подавлені. Інші ж мінімуми рифоутворення відповідали відповідній тектонічній стабілізації, яка виражалась низькою швидкістю прогинання, трансгресіями, потужному карбонатонакопиченню. Посилення рифоутворення припадає на моменти активізації тектонічних рухів, скорочення загального об'єму карбонатонакопичення та площ морської седиментації. Причиною цього є, скоріш за все, різні тектонічні, палеогеографічні та палеогеоморфологічні умови карбонато- та рифоутворення [10].

Найбільш чітко це проявляється для сучасної епохи і, скоріш за все, всієї другої половини кайнозою, коли нерифові карбонатонакопичення в океанах і тим більше морях континентального сектору порівняно обмежено через слабкий розвиток мілководдя шельфів в сприятливих для осаду карбонатів кліматичних зонах, високо в цілому стояння материків та активного в зв'язку з цим зносу уламкового матеріал, який пригнічуючи діючий на карбонатонакопичення, та одночасно розвинуте потужне рифоутворення, де осаджується половина всього карбонатного матеріалу [3].

Таблиця 5.1. Порівняльний аналіз морфометричних, генетичних та речовинних характеристик

Назва комплексу	Вік	Речовинний склад	Прояв у рельєфі	Площа	Морфометричні характеристики
<b>Європа</b>					
Подільські Товтри	7-10 млн р.	органогенно-детритові, серпулеві, літотамнієві вапняки	Медобори, Подільські товтри	2631 км <sup>2</sup>	Довжина – 250км, ширина – 5-30км, висота – 340-440м. Потужність – 20-80м
Рифові споруди Печорської низовини	430,3 млн р.	Органогенні вапняки	Печорська низовина, гряда Чорнишова	Заг. площа 20 тис км <sup>2</sup>	Потужність 150 – 950м
Берегові рифи Донецького басейну	325,8 млн р.	Органогенні вапняки	Донецький кряж	23 тис км <sup>2</sup>	Потужність до 7м
Формація Креко	359,7 млн р.	Криноїдальні вапняки, середньо-темно-сірі вишневі біокластичні вапняки, гальково-ооїдний і конгломератний рифовий вапняк	Пагорби Скелтертон, Карден Гілл	243 км <sup>2</sup>	Потужність до 350м. Довжина 25-30км. Ширина 15-18км.
<b>Азія</b>					
Рифи південно-східного Паміру	237,1 млн р.	кремні, сланці, тонкозернисті хемогенні вапняки, нормально-морські неритові середньота грубошаруваті вапняки	Південно-східна частина гір Паміру	467 км <sup>2</sup>	Довжина 130 км, ширина 7-25 км, потужність 300-1000м.
Акбуласький риф	286,1 млн р.	Доломітиризовані вапняки	Гори Карачатир	15 км <sup>2</sup>	Довжина 2-2,5км, потужність до 150м
Рифові споруди басейну Панлонгдонг	253,8 млн р.	світло-сірі масивні біокластичні вапняки та кальцирудити відмілиних фацій, муловий доломіт, оолітовий доломіт та кристалічний доломіт	Гори Міканг-Даба	28 км <sup>2</sup>	Потужність до 100м
Рифові споруди Гуйліну	397,2 млн р.	Мікробіальні вапняки, брахіоподні вапняки	Пагорби Гуйліну	125 км <sup>2</sup>	Потужність 20-100м

Продовження таблиці 5.1.

<b>Північна Америка</b>					
Риф в регіоні Центральних Кордильєр	422,6 млн р.	Олігоміктові, світло-сірі доломіти.	Центральні Кордильєри, Робертс та Лон маунтінс	2 378 км <sup>2</sup>	Потужність 150 – 330м. довжина до 400км
Рифи району Великих озер	428,1 млн р.	Темно-сірі доломіти, оолітові доломіти	Рівнина Локпорт	2 881 км <sup>2</sup>	Потужність до 300м.

## ВИСНОВКИ

В ході вивчення даного питання, було виконано наступні завдання:

- проаналізовано роботи біологів, геологів та геоморфологів які вивчали дане питання;
- проведено аналіз особливостей формування та будови реліктових та сучасних рифових споруд;
- проведено порівняння основних аспектів в будові та формуванні між реліктовими та сучасними рифовими комплексами.

В роботі було проаналізовано одинадцять різноманітних за віком та будовою структур, зі своїми особливостями формування. Більшість проаналізованих структур сформовані ще в палеозої. Найстаріша з проаналізованих структур це рифові споруди Печорської низовини віком близько 430 млн. р.. Наймолодша з реліктових рифових споруд це Подільські Товтри, яка сформована в міоцені, близько 10 млн. р. тому.

Основними рифобудівниками виступали в більшій мірі водорості. Але також важливу роль у формуванні рифових структур мали фораменіфори, губки, мшанки, головоногі молюски, корали та ругози. Губки та корали були одними з найважливіших каркасобудівних організмів у формуванні всіх рифових структур в принципі.

Отже, загалом можна сказати що вивчення особливостей формування та будови реліктових рифових споруд займало важливе місце у розвитку багатьох наук. Важливе місце серед цих дисциплін займала і геоморфологія.

Вивчаючи особливості формування та будови реліктових рифових комплексів та їх значення для формування сучасного рельєфу Землі було з'ясовано, що протягом всіх історичних епох, рифові споруди безупинно еволюціонували як в плані формування так і в плані будови та складу, що в свою чергу впливало на особливості формування сучасних об'єктів рельєфу.

Вивчаючи це питання цікавим моментом є те, що спостерігається певна закономірність у формуванні форм рельєфу. Можна побачити що чим древніші структури, тим менша ймовірність того що вона лежить в основі

окремої форми рельєфу. Древні рифові комплекси, які сформувались ще в палеозої зараз зазвичай є частиною більших структур, або формують лише дрібні форми рельєфу. Більш сучасні структури, наприклад Товтри, формують якраз окрему форму рельєфу зі своїми характеристиками та особливостями.

Загалом палеозойські структури були досить потужними та великими за площею, що пов'язано з прекрасними умовами для формування великих рифових структур. Але на сьогодні видно, що більшість з них зараз в рельєфі виділяються лише частково, певними уламками древньої структури. Це пов'язано як і з тектонічними змінами територій так із ендегенними. По суті лише Товтри є формою рельєфу, яка максимально сформовано виключно за рахунок органогенного походження і яка існує в сьогоденні. Лише структура Креко має близькі характеристики, в цьому плані, до Товтр. Більшість інших структур були змінені значною мірою протягом часу свого існування. В інших структурах органогенні вапняки є основним фактором формування дрібних форм рельєфу через те, що вони досить піддатливі до процесів екзогенних змін.

Вивчення взаємозв'язків між реліктовими рифовими комплексами та сучасним рельєфом має важливе значення для вивчення та кращого розуміння не тільки природніх умов минулого, а і для прогнозування майбутніх змін в природі планети. Також краще розуміння особливостей взаємозв'язку між древніми рифами та сучасними рельєфом сприятиме кращому розумінню залягання корисних копалин та їх формування в минулому.

Отже, вивчення того як реліктові рифи планети відображаються в наш час в рельєфі Землі має важливе значення не тільки для знаходження родовищ корисних копалин, пов'язаних з ними, а і (що важливіше) для кращого розуміння еволюції умов природи та прогнозування майбутніх змін в навколишньому середовищі планети Земля.

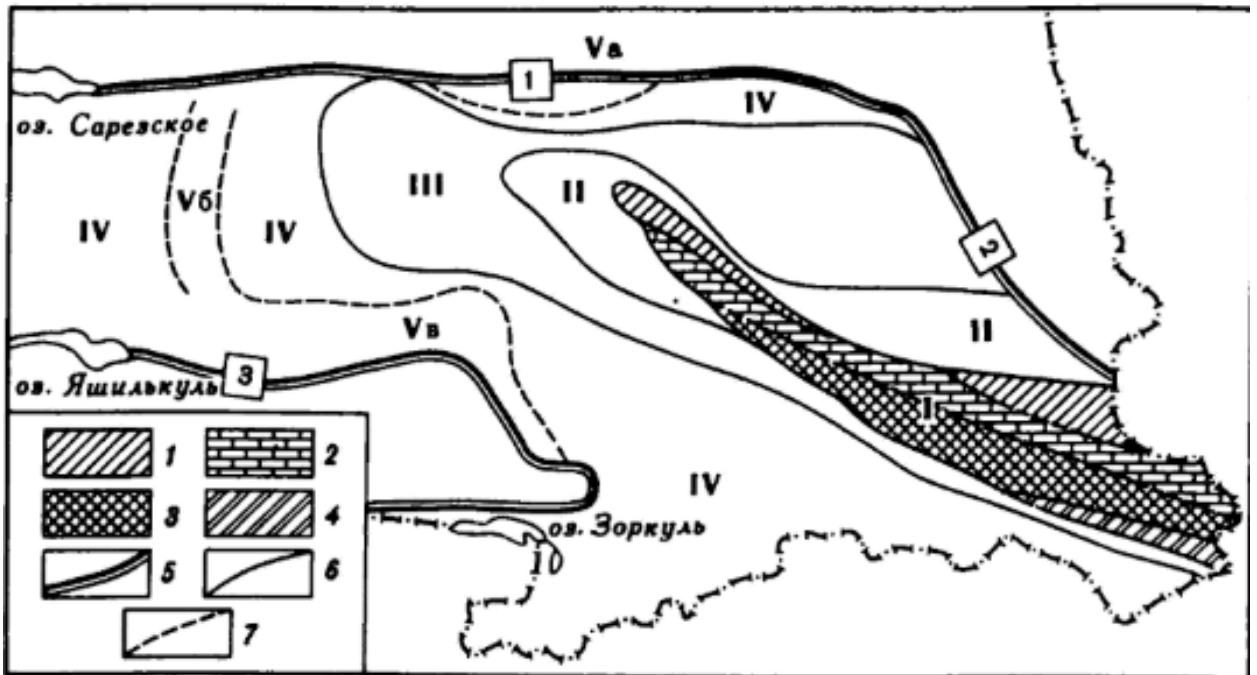
## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Экосистемы коралловых рифов, Ю.И.Сорокин. М.: Наука, 1990. - 503 с.
2. Равикович А.И. Современные и ископаемые рифы. М : Изд-во АН СССР, 1954. 290 с.
3. Преображенский Б.В. Современные рифы. Наука, 1986. 243 с.
4. Преображенский Б.В., Иванов Н.А. Влияние света на скелетный рост и измененные формы рифостроящих кораллов // Биология коралловых рифов: Сообщества приавстралийских вод. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 82-90.
5. Дарвин Ч. Строение и распределение коралловых рифов. М.: Биомедгиз, 1936. С. 285-446. (Сочинения; Т. 2).
6. Галкин С.Б Биология коралловых рифов. Владивосток: ДВНЦАН СССР, 1982. С. 31 -56.
7. Гептнер М.В. Атолл как единое целое // Журн. общ. биологии . 1979. Т. 40. С. 544- 553.
8. Кузнецов В.Г. Карбонатакопление и его роль в истории Земли // Фанерозойские рифы и кораллы: Наука, 1986. С. 110 - 123.
9. Равикович А.И. рифы и роль тектонических движений в их происхождении // Бюл. МОИП.Огд. геол. 1960. Т. 35. С. 47-68.
10. Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР.
11. Чебаненко И. И. Геотектоника Волыно-Подоллии.
12. Денисик Г. І. Подільські Товтри: краєзнавчі нариси.
13. Москалюк К. Л. Про формування рельєфу Подільських Товтр.
14. Mississippian reef development in the Cracoe Limestone Formation of the southern Askrigg Block, North Yorkshire, UK, C. N. Waters, R. B. Haslam, P. Cózar, I. D. Somerville, D. Millward, M. Woods Proceedings of the Yorkshire Geological Society (2017) 61 (3): 179–196.
15. Copper P., Brunton F. A global review of Silurian reefs. Special Paper in Palaeontology. 1991.N 44. P. 22—259.

16. Shaver R.H. Silurian Reef geometry — new dimensions to explore // *J. Sed. Petr.* 1977.N. 4. P. 1409–1424.
17. Taylor G. F. The occurrence of monohydrocalcite in two small lakes in the South East of South Australia // *American Mineralogist*. 1975. V. 60. P. 690—697.
18. Fruh-Green G. L., Kelley D., Bernasconi S. M. et al. 30,000 Years of Hydrothermal Activity at the Lost City vent Field // *Science*, 2003. V. 301. P. 495—498.

**ДОДАТКИ**

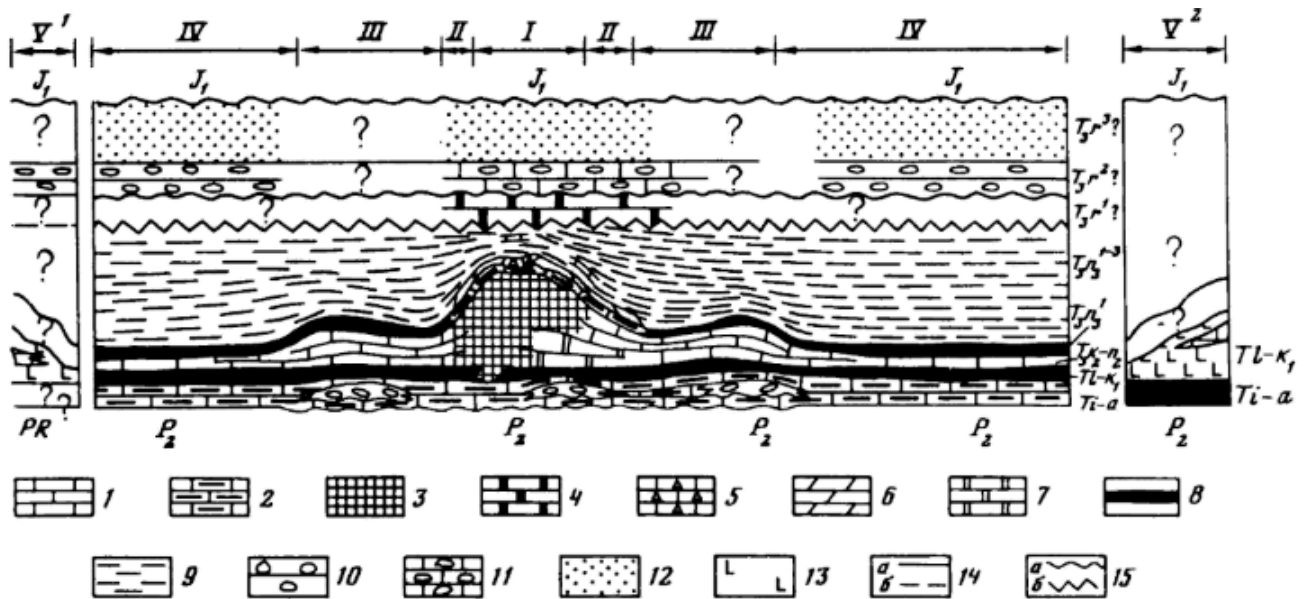
## Додаток А



Конседиментаційна зональність Південно-Східного Паміру в тріасовий період [3].

I – осьова зона, підзони: 1 – Джилгакочусуйська, 2 – Шахтесайська, 3 – Бортепинська, 4 – Саригорумська; II – Перехідна зона; III – Проміжна зона; IV – Крайова зона; V – Периферійна зона, підзони: Va – Муздубулакська, Vб – Каттамарджанайська, Vв – Ташджілгинська; 5 – головні розломи: 1 – Північномургабський, 2 – Дункельдикський, 3 – Яшількуль-Південогурумдинський; 6 – межа зон; 7 – межі підзон.

## Додаток Б

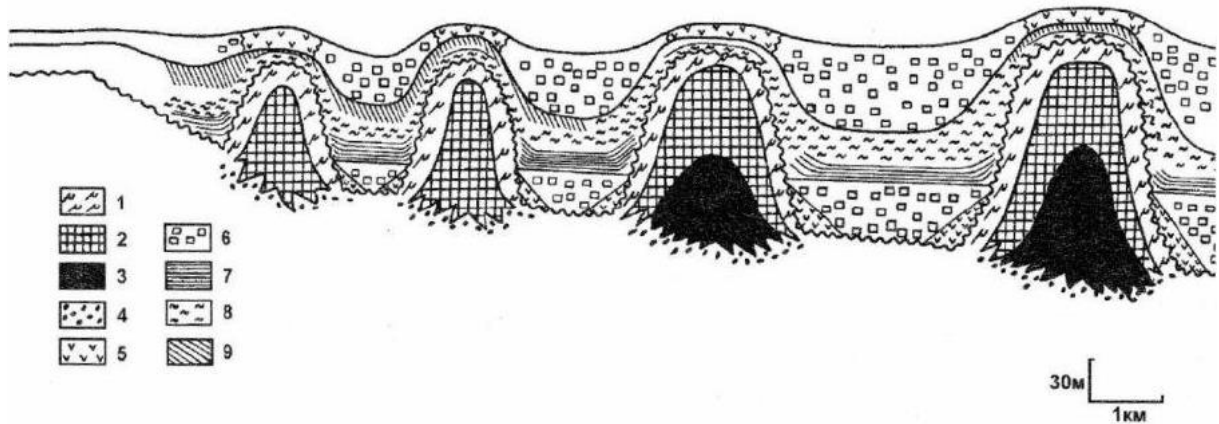


Літологічний профіль триасових відкладів Південно-Східного Памиру [4].

1 – вапняки; 2 – глинисті вапняки; 3-4 – рифові вапняки: 3 – банкового типу, 4 – покрівлевого типу; 5 – уламкові вапняки; 6 – мергелі; 7 – доломіти; 8- кремні; 9 – алевроліти, сланці, піщаники; 10 – конгломерати; 11 – вапнякові конгломерати; 12 – алевроліти, піщаники; 13 – основні, ультраосновні вулканіти; 14,15 – межі: 14а – ясні, 14б – неясні; 15а- стратиграфічно незгідні; 15б – структурно незгідні.

Зональність Південно-Східного Памиру: I – осьова, II – перехідна, III – проміжна, IV – крайова, V- периферійна зона: підзони: V1 – Ташджилгинська, V2 – Муздубулакська.

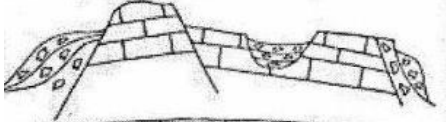
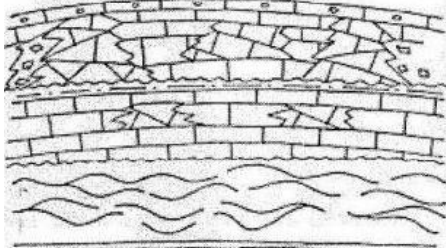

## Додаток В



Геологічний розріз відкладів басейну Мічіган, США[2]

Літофації: 1 – водоростева нормального моря, 2 – коралово-строматопорових рифів, 3 – мулово-карбонатних пагорбів, 4 – криноїдних відкладів основи рифових флангів, 5 – желвакових ангідритів, 6 – солева, 7 – депресійних шаруватих карбонатів, 8 – карбонатна нормального моря, 9 – припливної рівнини.

## Додаток Г

Геодинамічна стадія	Вік	Седиментація	Седиментаційні моделі	Форми аккумуляції	Формація
Інверсійна	C2-P1	Руйнування			Уламково-карбонатні
Стабілізації	C1v3 – C1b1	Накопичення		Рифи, Біогерми	Банково-рифові
	C1 – V1			Банки біостроми	Біоритмічні
	D3 – C1t			Мулові пагорби	Шаруватих вапняків
Початкова	D1	Накопичення		Банки біостроми	Карбонатно-теригенні, Теригенні

Стадії розвитку карбонатних платформ пізнього палеозою [18].