

**І. С. Паранько, С. В. Ярков**

**ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФІЧНА  
ІСТОРІЯ УКРАЇНИ**

Кривий Ріг  
Видавничий дім  
2006

ББК 26.82+26.3(2Ук)  
УДК 55(091)+911.2(477)  
П18

**Паранько І. С., Ярков С. В.**

**П18** Геолого-географічна історія України: Навчальний посібник. – Кривий Ріг: Видавничий дім, 2006. – 110 с., іл.  
ISBN 966-7997-82-0

Подано загальні відомості про склад і будову основних геоструктурних елементів України. Розкрито особливості геологічного розвитку та палеогеографії її території від докембрійського часу до антропогену з характеристикою історико-тектонічного тренду, зміни кліматичних умов, розвитку органічного світу, геоморфологічних елементів, ландшафтів та інших складових природного середовища. В додатках подано термінологічний словник і чинні стратиграфічні схеми докембрію, палеозою, мезозою та кайнозою.

Для студентів географічних та екологічних спеціальностей вищих навчальних закладів, а також викладачів природничих ліцеїв, коледжів і вчителів середніх загальноосвітніх шкіл.

ББК 26.82+26.3(2Ук)  
УДК 55(091)+911.2(477)

**Рецензенти:**

доктор геолого-мінералогічних наук, професор **В.Д.Євтехов**;  
кандидат географічних наук, доцент **В.Л.Казаков**.

*Рекомендовано до друку вченою радою  
Криворізького державного педагогічного університету  
(протокол № 3 від 12 жовтня 2006 р.)*

**ISBN 966-7997-82-0**

© Паранько І.С., Ярков С.В., 2006.

## ПЕРЕДМОВА

Сучасний вигляд території України з різноманіттям її геологічних структур, геоморфологічних елементів, фізико-географічних зон, кліматичними особливостями, рослинним і тваринним світом є результатом закономірного розвитку історико-геологічних подій в просторі та часі. Досягнення останніх десятиліть в області таких природничих наук, як геологія, географія, кліматологія, ґрунтознавство, біологія та інших дають підстави стверджувати, що в основі формування географічної оболонки нашої планети лежить закономірний історико-геологічний розвиток Землі загалом і окремих її регіонів зокрема. Не знаючи історико-геологічного життєпису окремих і фундаментальних закономірностей еволюції природних процесів і явищ, формування складових географічного середовища і екосистем в тому числі, не можна ефективно здійснювати перспективне планування раціонального, ощадливого використання природних ресурсів і прогнозувати подальші зміни в організаційно-структурних зв'язках природних систем внаслідок перебудови довкілля під впливом наростаючого техногенезу. На жаль у більшості навчальної літератури, яка стосується фізичної географії України, екології, а також у шкільних підручниках з географії питання геолого-географічної історії регіонів подаються в загальному контексті без збереження послідовності геологічних подій, аналізу їх ролі в формуванні палеогеографічних особливостей тощо. В даному посібнику зроблена спроба простежити історико-геологічний розвиток території України від архейського еону до часу формування сучасних природних ландшафтів.

В основу посібника покладено сучасні уявлення про геолого-тектонічне районування території України, стратиграфічний поділ породних комплексів окремих геострук-

турних елементів, четвертинну геологію, палеогеографію кожного з геологічних періодів, кліматичні зміни впродовж геологічної історії, які викладені в монографічних працях і численних публікаціях М.І.Будика, Г.В.Войткевича, Л.С.Галецького, В.П.Кирилюка, С.С.Круглова, Є.М.Лазька, Є.Є.Мілановського, Т.П.Міхницької, С.А.Мороза, О.С.Моніна, А.О.Сіворонова, М.П.Семененка, В.Б.Соллогуба, Н.В.Флорової, Б.Я.Хоревої, А.В.Чекунова та авторів.

Сподіваємось, що даний посібник зацікавить не тільки студентів географічних і екологічних інституцій вузів, але й учителів і учнів середніх навчальних закладів і широкий загал допитливих читачів.

Автори щиро вдячні доценту кафедри української мови Криворізького державного університету В.І.Кажан за її допомогу в редагуванні даного видання, а також кандидату геологічних наук, доценту кафедри загальної геології та розвідки родовищ корисних копалин В.В.Стеценку за підготовку комп'ютерної версії.

## **1. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНИХ ГЕОСТРУКТУРНИХ ЕЛЕМЕНТІВ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ**

Територія України, завдяки поширенню в її межах різнотипових і різновікових геоструктурних елементів, сприятлива для вивчення глибинної будови земної кори та верхньої мантії. Більша частина її площі, як це буде показано нижче, розташована на древній Східно-Європейській платформі, структурний план якої ускладнюють Український щит, Дніпровсько-Донецька западина, Волино-Подільська плита та Південно-Українська монокліналь. У зонах поєднання її з молодими Західно-Європейською та Скіфсько платформами поширені лінійно витягнуті підняття та грабеноподібні прогини. Геосинклінальні складчасті системи разом з передовими прогинами представляють усі тектонічні цикли від дорифейських, закарбованих в будові Українського щита, до байкальського, утворення якого складають фрагменти фундаменту Західно-Європейської платформи, герцинського (вариського) (Донбас, Добруджа, Мармароський масив), кіммерійського (Гірський Крим) і альпійського (Карпати). Таке різноманіття геоструктур зумовлене, перш за все, особливостями глибинної будови літосфери території України, встановленими на підставі інтерпретації результатів глибинного сейсмічного зондування, як основного методу вивчення літосфери.

## 1.1. Особливості будови літосфери території України

Згідно з результатами геофізичних досліджень у літосфері території України спостерігаються численні сейсмічні поверхні, які є геологічними межами між різними за складом шарами земної кори, або поверхнями. Проте, як зазначають В.Б.Соллогуб і А.В.Чекунов, серед них тільки чотири поверхні є найбільш стійкими і можуть бути покладеними в основу моделі глибинної будови земної кори – це: *поверхня дорифейського (K<sub>1</sub>) і більш молодого фундаменту*, яка характеризується швидкостями проходження сейсмічних хвиль в межах 5,8-6,2 км/с; *поверхня древнього протофундаменту (K<sub>2</sub>)* зі швидкостями проходження сейсмічних хвиль 6,4-7,4 км/с; *поверхня Мохоровічіча (M)*, де швидкість хвиль відповідає діапазону 8,0-8,4 км/с. Окрім того, в тектонічно активних районах між корою та мантією простежується шар коро-мантії суміші (K – M) зі швидкостями хвиль 7,4-7,8 км/с, а в підшві кори та при покривлі верхньої мантії місцями встановлені ділянки з пониженими швидкостями поздовжніх хвиль, що вказує на присутність астеносфери.

У межах території України поверхня дорифейського фундаменту залягає на різних глибинах (рис. 1.1). Так, на Українському щиті вона практично виходить на денну поверхню, в районі Чернігова (Дніпровсько-Донецька западина) залягає на глибинах 5-6 км, у Донбасі глибина його залягання 20-22 км, в Карпатському регіоні ця величина складає 20-25 км, а в акваторії Чорного моря – 15-20 км. У деяких районах осадові відклади залягають не на рифейському фундаменті, а на більш древньому так званому протофундаменті (K<sub>2</sub>), який характеризується швидкістю по-

ширення сейсмічних хвиль близько 7,0 км/с. Встановлено також, що тут відсутній “гранітний” шар земної кори.

Це в першу чергу стосується Донбасу (західніше довготи м.Донецька), де осадові відклади, потужність яких становить близько 22 км, безпосередньо залягають на сейсмічній поверхні  $K_2$ , яка характеризується швидкістю поширення сейсмічних хвиль 7,0 км/с. Тут протяжність зони, яка відповідає відкритому Донбасу, з відсутнім “гранітним” шаром досягає 250 км при ширині 50-60 км, а на поверхні древнього фундаменту безпосередньо залягають рифейські відклади. В нижній частині кори простежується коро-мантіїний шар зі швидкістю поширення сейсмічних хвиль 7,4-7,6 км/с.

«Гранітний» шар відсутній також і в межах Карпатського регіону (ділянка Долина – Рахів), де осадова товща залягає на поверхні консолідованої кори, утвореної своєрідним “поєднанням” двох сейсмічних горизонтів зі швидкістю проходження сейсмічних хвиль близько 7,0 км/с – дорифейського фундаменту  $K_1$  і протофундаменту  $K_2$ .

Третім районом території України, де “гранітний” шар не простежується, є, як це зазначалось вище, акваторія Чорного моря. Тут осадові відклади безпосередньо залягають на “базальтовому” шарі.

Більшість дослідників глибинної будови земної кори пов’язують відсутність “гранітного” шару в межах зазначених районів України з процесами рифтогенезу та частковим вкоріненням у верхні частини кори магматичних порід основного складу. Це дає можливість припускати наявність в центральній частині Чорноморської западини рифтової структури субширотного простягання.

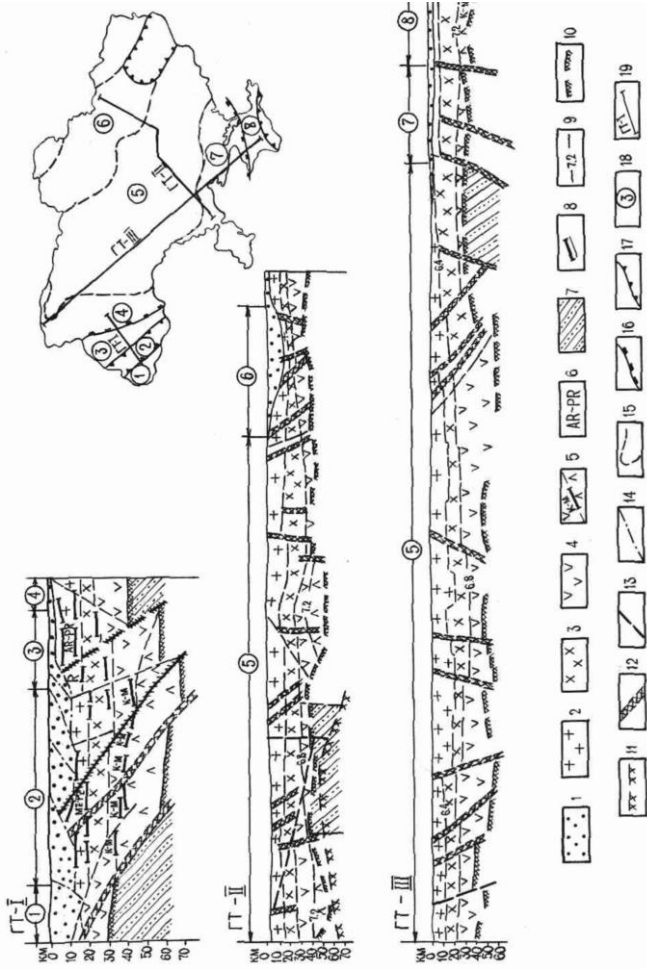


Рис. 1.1. Глибина будова земної кори вздовж геотранверсів GT-I, GT-II, GT-III



## Продовження підпису до рис. 1.1.

*1 – 14 – умовні позначення для геофізичних розрізів: 1 – осадовий шар; 2 – “гранітний” шар; 3 – “діоритовий” шар; 4 – “базальтовий” шар; 5 – коро-мантіїна суміш; 6 – вік породних комплексів; 7 – мантія; 8 – відбиваючі площадки; 9 – ізолінії швидкостей проходження сейсмічних хвиль; 10 – границя Мохоровічіча; 11 – поверхня протоастеносфери; 12 – глибинні розломи; 13 – трансконтинентальні тектонічні шви; 14 – насуви; 15 – 19 – умовні позначення для схеми розташування геотраверсів: 15 – межі Українського щита та Воронежського кристалічного масиву; 16 – межі платформ; 17 – межі складчастих областей; 18 – регіони: 1 – Закарпаття, 2 – гірська область Карпат, 3 – Передкарпаття, 4 – Волино-Поділля, 5 – Український щит і його південний схил, 6 – Дніпровсько-Донецька низовина, 7 – Причорноморська западина, 8 – Рівнинний Крим; 19 – геотраверси.*

Нижче горизонту  $K_1$  у товщі консолідованої кори залягає горизонт  $K_2$ , простежений на більшій частині території України. В межах Українського щита та його схилів глибина залягання цього горизонту змінюється від 5 до 20 км, а в западинах, які облямовують щит, вона збільшується до 15-25 км. Будова докембрійських комплексів щита вище горизонту  $K_2$  дуже складна, що підтверджується наявністю численних сейсмічних поверхонь відбивання, які залягають під різними кутами нахилу та утворюють своєрідні складно побудовані антикліналі і синкліналі. Складені ці структури метаморфізованими та гранітизованими осадово-вулканогенними утвореннями архею і протерозою. Нижче горизонту  $K_2$  сейсмічні поверхні відбивання здебільшого залягають субгоризонтально. Сукупно з геологічними даними цей факт дозволяє вважати сейсмічний горизонт  $K_2$  поверхнею древнього протофундаменту. Можна припускати, що первинно горизонт  $K_2$  і породи, які залягають нижче та характеризуються основним складом, раніше також володіли швидкістю поширення сейсмічних хвиль близько 7,0 км/с, але пізніше протофундамент був перекритий осадовими утвореннями архейського та протерозою.

розойського віку, які в подальшому підлягали тектонічним деформаціям, метаморфізму і гранітизації. В результаті цих процесів породи первинного осадового шару зазнали змін фізичних властивостей, що призвело до зміни швидкостей поширення сейсмічних хвиль, величини яких відповідають сьогоднішнім, тобто 5,8-6,0 км/с. Завдяки гранітизації змінилася і верхня частина древнього фундаменту (горизонт  $K_2$ ), а також більш глибокі комплекси, в яких швидкість поздовжніх хвиль знижується від первинних 7,0 км/с до значень 6,4-6,5 км/с і менше. В сучасній консолідованій корі швидкість поступово зростає і досягає 7,0 км/с лише на глибинах 30-35 км. Різкої межі з сейсмічною поверхнею зі значенням швидкості 7,0 км/с не спостерігається.

Нижче межі  $K_2$  знаходиться шар зі швидкостями поширення поздовжніх хвиль 7,4-7,7 км/с, який являє собою так звану коро-мантіяну суміш (К - М). Він виявлений у Волино-Поліському, Дніпровсько-Донецькому, Одесько-Джанкойському і Передкарпатському районах. Його покріпля в різних регіонах характеризуються різними акустичними властивостями, які закономірно змінюються при переході від молодих структур до більш древніх.

Наступним елементом земної кори є так званий “базальтовий” шар, який характеризується значною мінливістю потужності в межах території України. В одних місцях його потужність незначна і в розрізі кори різко переважає “гранітний” шар. Це стосується Білоцерківського, Фастівського, Кіровоградського, Запорізько-Сумського та Приазовського районів Українського щита. Разом з тим в північно-західній частині регіону, а також в районі Голованіська потужність “базальтового” шару досягає 20-25 км. У Дніпровсько-Донецькій западині ця величина становить 10-15 км.

Таким чином, всю територію України за показниками потужності “базальтового” шару, а відповідно, й за вмістом в земній корі порід основного складу можна розділити на дві частини. Перша розташована на північному заході країни (Волино-Поліський район) і характеризується максимальною потужністю “базальтового” комплексу 25 км, друга – займає південну частину території України, де потужність даного шару змінюється від 10 до 15 км.

З зазначеного випливає, що в будові консолідованої земної кори території України беруть участь три відмінних за акустичними властивостями комплекси. *Перший* зверху, який умовно називають “гранітний”, об’єднує осадово-вулканогенні, сильно дислоковані та метаморфізовані породи палеопротерозою зі швидкостями проходження сейсмічних хвиль 5,8-6,2 км/с. *Другий* комплекс, названий В.Б. Сологубом “гранодіоритовим”, складений високометаморфізованими осадово-вулканогенними породами архею та первинно осадовими, а пізніше гранітизованими породами, які залягають нижче горизонту  $K_2$  і характеризуються швидкостями 6,4-6,6 км/с на щиті і 6,6-6,8 км/с під западинами. *Третій* комплекс, “базальтовий”, об’єднує породи, для яких характерні швидкості проходження сейсмічних 7,0-7,4 км/с і які підстеляють “гранодіоритовий” та залягають на поверхні М зі швидкостями 8,1-8,4 км/с, а в тектонічно активних районах – на корово-мантієвій “суміші” К – М зі швидкостями 7,4-7,8 км/с.

Аналіз потужностей і складу зазначених шарів земної кори в різних районах України з урахуванням коефіцієнтів гранітоїдності (визначається як відношення потужності “гранітного” шару до загальної потужності консолідованої кори) та базальтоїдності (відношення потужності “базальтового” шару до загальної потужності консолідованої кори), дозволив В.Б.Сологубу та А.В.Чекунову виділити в

межах території України три типи кори: сіалічний, фемічний та перехідний (таблиця 1.1).

Таблиця 1.1.

**Метрична характеристика шарів земної кори  
в різних районах України**  
(за матеріалами В.Б.Соллогуба та А.В.Чекунова)

Тип земної кори	Райони	Потужність шарів, км			
		осадового	гранітного	базальтового	консолідованої кори
Сіалічний	Приазовський	0	37	3	40
	Запорізько-Сурський	0	30	0	30
	Кіровоградський	0	40	0	40
	Оріхово-Павлоградський	0	40	10	50
	Криворізько-Крупецький	0	45	10	55
	Одесько-Ядлівський	0	45	10	55
Перехідний	Дніпровсько-Донецький	15	10	10	20
	Гірський Крим	10	15	20	35
	Закарпаття	5	10	10	20
	Рівнинний Крим	10	10	10	20
Фемічний	Донбас	20	0	25	25
	Карпати	20	0	25	25
	Чорноморська западина	15	0	15	15

**Сіалічний тип** кори характеризується відсутністю осадових відкладів, потужним (до 45 км) “гранітним” шаром проти 10-кілометрового “базальтового», а також коефіцієнтом гранітоїдності 0,8-1,0 і базальтоїдності – 0,08-0,20. Це засвідчує, що основна частина консолідованої кори складена кислими породами, а породи основного складу займають підпорядковане положення в її нижній частині. Такий тип характерний для Українського щита.

Для другого, **перехідного типу** кори, властиві коефіцієнти гранітоїдності та базальтоїдності рівні, відповідно, 0,4-0,6 і 0,4-0,5, а потужності “гранітного” і “базальтового” шарів майже однакові.

**Фемічний тип** кори характеризується потужним осадовим шаром (15-20 км), відсутністю “гранітного” шару і потужним (15-25 км) “базальтовим”, при цьому коефіцієнти гранітоїдності та базальтоїдності рівні нулю. Такий тип характерний для складчастих регіонів (Донбас, Карпати) і Чорноморської западини.

Таким чином, у межах території України виділяються ділянки земної кори, де відсутній або майже відсутній, “базальтовий” шар (сіалічний тип), райони без “гранітного” шару (фемічний тип) і райони з перехідним типом кори. Відповідно, ці райони являють собою своєрідні структури, які принципово відрізняються внутрішньою будовою та речовинним складом, що має суттєве значення для тектонічного районування території України і розуміння історії розвитку окремих її структурних елементів.

Ці особливості знайшли своє відображення і в характері будови рельєфу поверхні Мохоровічіча. Так, у Карпатському регіоні глибина залягання поверхні М змінюється від 50 до 55 і більше км; в районі Поділля вона зменшується до 40-45 км; під Українським щитом поверхня М залягає на глибинах 45-50 км, а в Дніпровсько-Донецькому регіоні – 35-40 км (рис. 1.2).

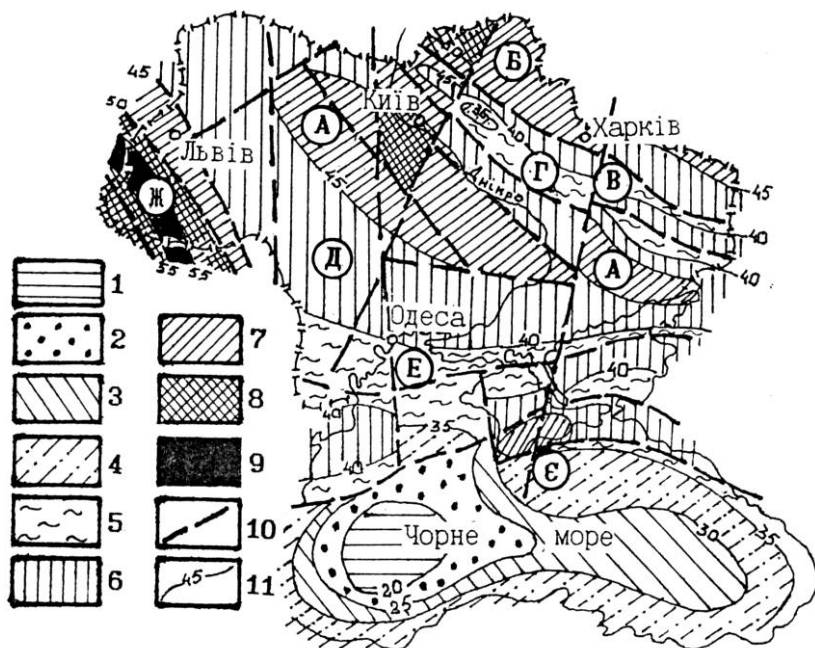


Рис. 1.2. Схема рельєфу поверхні Мохоровічіча під територією України (за А.В.Чекуновим)

*Глибина залягання поверхні М:* 1 – < 20 км; 2 – 20-25 км; 3 – 25-30 км; 4 – 30-35 км; 5 – 35-40 км; 6 – 40-45 км; 7 – 45-50 км; 8 – 50-55 км; 9 – >55 км.

*Інші умовні позначення:* 10 – глибинні розломи; 11 – лінії рівних глибин до поверхні М (в км).

*Літери в кружках:* А – Український щит, Б – південно-західний схил Середньоруської височини, В – Донбас, Г – Дніпровсько-Донецька низовина, Д – Причорноморська низовина, Е – Рівнинний Крим, Є – Гірський Крим, Ж – Карпати.

Подібна картина спостерігається і в субмеридіональному напрямку від Чорного моря до Полісся. В акваторії Чорного моря поверхня М фіксується на глибинах від 20

до 30 км; в межах Причорноморської низовини вона збільшується до 40 км; під Українським щитом становить 40-50 км, а північніше в районі Прип'ятської низовини знову зменшується до 40-45 км. Отже, характер зміни глибини залягання поверхні М також може бути критерієм районування. Окрім того, він дозволяє виявити істинні, замасковані потужним осадовим чохлам, глибинні межі між різними за будовою та складом геологічними регіонами.

Одним з основних елементів верхньої мантії є шар з пониженими швидкостями поширення поздовжніх сейсмічних хвиль, який більшість дослідників схильні вважати за астеносферу. Він залягає в інтервалі глибин 60-140 км і в межах території України утворює своєрідний припіднятий "вал", який простягається від Кримського півострова на північний захід. Мантійними розломами північно-східного простягання ця астеносферна зона поділяється на чотири сегменти, які відрізняються один від одного за потужністю літосфери.

**Перший** – найбільш західний, розташований під територією Карпат, Волині і Полісся, де покрівля астеносфери залягає на глибині близько 100 км. Його південно-східною межею є Тетерівська зона розломів.

**Другий** сегмент, який у південно-східному напрямку змінює перший, розташований під територією Поділля, де потужність літосфери збільшується до 150 км.

**Третій** сегмент з південного сходу обмежується мантійним розломом, що простягається по лінії Одеса – Харків. Він характеризується максимальною потужністю літосфери 200-250 км як в активних, так і пасивних тектонічних регіонах Східно-Європейської платформи, що не власне згаданим вище сегментам.

**Четвертий** – найбільш східний сегмент, охоплює Кримський півострів, пониззя Дніпра, Приазов'я та Дон-

бас. У його межах потужність літосфери становить 100-150 км, що робить його подібним з другим сегментом.

Таким чином, як з позиції структури поверхні астеностерного шару, так і за характером рельєфу поверхні Мохоровічіча та глибинною будовою земної кори, вираженою у її типах (фемічний, перехідний, сіалічний) і змінах потужностей осадового, “гранітного”, “діоритового” та “базальтового” шарів у межах території України виділяються ділянки з платформовим і геосинклінальним типами кори та рифтові зони, відокремлені мантійними і мантіїнокоровими розломами.

## **1.2. Платформені області України**

Основна частина території України, що складає близько 95% її площі, розташована в межах платформених областей до яких, як вже зазначалось вище, належать: 1) древня дорифейська Східно-Європейська платформа (кратон) з докембрійським фундаментом; 2) молода Західно-Європейська платформа з байкальською та каледонською складчастими основами; 3) Скіфська плита з фундаментом байкальсько-вариського віку, консолідованим у процесі кіммерійського тектоногенезу (рис. 1.3).

### **1.2.1. Східно-Європейська платформа**

Східно-Європейська платформа лише південно-західною частиною заходить на територію України, але при цьому займає близько 90% її площі. З заходу вона обмежена Белз-Балучинським та Рогатинським розломами, а південна межа проходить по Кагульсько-Ізмаїльському розлому.



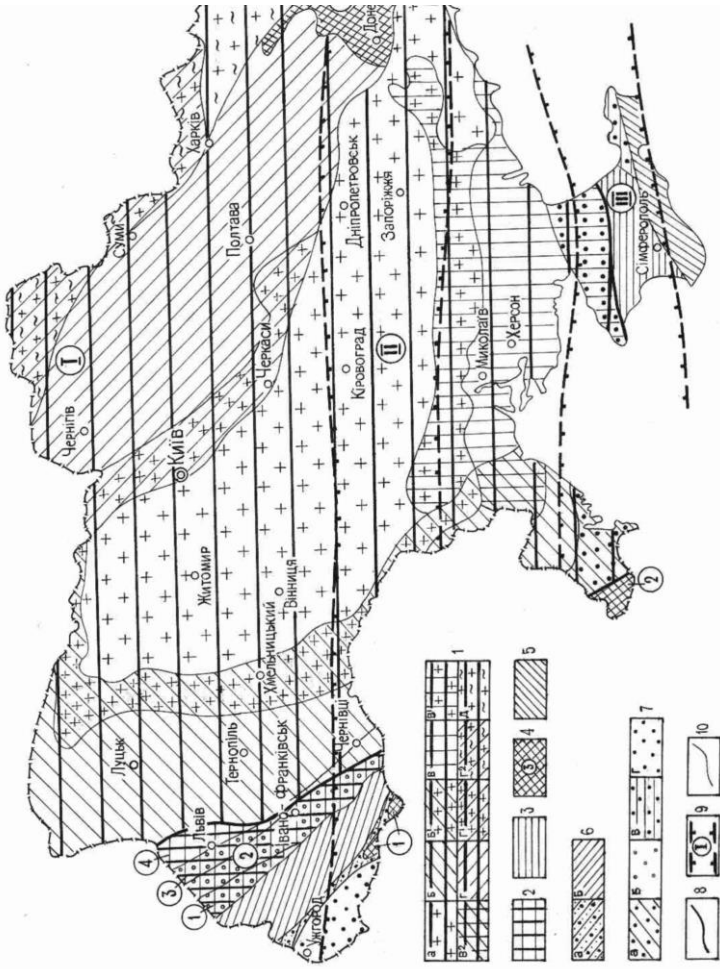


Рис. 1.3. Тектонічне районування території України

## Продовження підпису до рис. 1.3.

**1 – 3 – платформені області і їх структурні елементи:** **1 – Східно-Європейська древня (дорифейська) платформа:** а – Український щит; б – Волино-Подільська плита з фрагментами Молдовської плини, б<sub>1</sub> – в межах схилу Українського щита; в – Причорноморська западина, в<sub>1</sub> – в межах схилу щита, в<sub>2</sub> – в межах Волино-Подільської плити; г – Дніпровсько-Донецька западина, г<sub>1</sub> – в межах схилу Українського щита, г<sub>2</sub> – в межах схилу Воронезького масиву; д – схил Воронезького кристалічного масиву; **2 – Західно-Європейська молода (епіпалеозойська) платформа:** 1 – Лежайський масив, 2 – Розтоцька зона, 3 – Коханівська зона, 4 – Рава-Руська зона; **3 – Скіфська (епіпалеозойська) плита.** **4 – 6 – складчасті споруди:** **4 – вариські (герцинські):** 1 – Мармароський масив, 2 – Північна Добруджа, 3 – Донбас; **5 – кіммерій-альпійські:** Гірський Крим і Керченський півострів; **6 – альпійські:** Українські Карпати: 1 – Внутрішні, 2 – Зовнішні; **7 – крайові прогини:** а – Переддобруджинський, б – Передкарпатський, в – Індоло-Кубанський, г – Закарпатський; **8 – 10 – інші умовні позначення:** 8 – границя Східно-Європейської платформи; 9 – границя мегазон тектонічної активізації: I – Північно-Української, II – Центрально-Української, III – Південно-Української; 10 – границі тектонічних структур.

Основними її структурними елементами в межах території України є: Український щит і його схили, Волино-Подільська плита, фрагменти Молдовської плити, Переддобруджинський прогин, Причорноморська западина, Дніпровсько-Донецька западина і південно-західний схил Воронезького кристалічного масиву.

Центральне місце серед цих структур займає **Український щит**, в будові якого бере участь низка відокремлених глибинними розломами мегаблоків і міжблокових зон, що відрізняються специфічними рисами ранньодокембрійської історії геологічного розвитку. Як стала ділянка земної кори з властивими їй висхідними рухами впродовж усієї історії геологічного розвитку, щит сформувався після кратонізації його фундаменту, але близьких до сучасних контурів він набув лише в середньому палеозої (девоні)

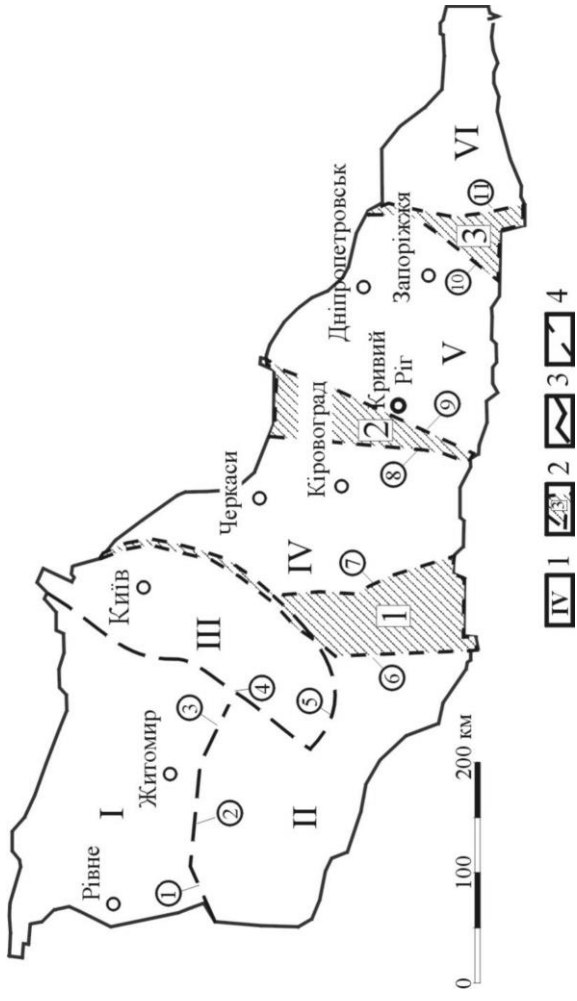
після розпаду Сарматського щита і формування грабена Дніпровсько-Донецької западини.

Щит являє собою високоприпідняту (до 200, іноді 320 м над рівнем моря) горстоподібну структуру, складену кристалічними породами докембрію та перекритими мезокайнозойськими відкладами. Його границі проходять по зонах глибинних розломів. На захід фундамент поступово занурюється під потужний покрив різновікових утворень протерозою і фанерозою, утворюючи велику структуру плити субмеридіонального простягання – Дністровський перикратонний прогин, який на півночі обмежується Луківсько-Ратнівським виступом фундаменту, а на південному сході по серії уступів переходить у Передкарпатський прогин. На заході і південному заході фундамент полого занурюється до відміток 3,5-4 км, досягаючи в області Передкарпатського прогину 7,0-8,0 км. Перикратонний прогин у південній частині закладений на кристалічних породах фундаменту, а в північній – на породах рифею.

Сучасний структурний план перикратону формувався під впливом як вертикальних, так і тангенціальних рухів блоків фундаменту. В його межах виділяються Подільська монокліналь, Північно-Молдовський та Волинський (Ковельський) виступи, а на південному заході блоки із більш молодим фундаментом.

До західної, найбільш прогнutoї частини ранньопалеозойського перикратону, належить пізньопалеозойський Львівський прогин, який успадковує простягання перикратону і продовжується за межі України вже під назвою Люблінський прогин. На південному сході щит по глибинному розлому межує зі Скіфською плитою.

Характерною особливістю щита є його шарувато-блокова будова (рис. 1.4). Шаруватість визначена наявністю у вертикальному розрізі шести різновікових структурно-формаційних комплексів (СФК).



**Рис. 1.4. Схема тектонічного районування Українського щита.**

*1 – мегаблоки: 1 – Волинський, 2 – Дністровсько-Бузький, 3 – Приазовський; 2 – шовні зони: 1 – Голованіська, 2 – Інгулецько-Криворізька, 3 – Орхово-Павлоградська; 3 – межі щита; 4 – глибинні розломи: 1 – Тетерівський, 2 – Андрушівський, 3 – Сарненсько-Варварський, 4 – Немирівський, який на півночі переходить в Брусилівський, 5 – Бершадський, 6 – Тальнівський, 7 – Первомайсько-Трактенрівський, 8 – Західно-Інгулецький, 9 – Криворізько-Кременчуцький, 10 – Оріхово-Павлоградський, 11 – Азово-Павлоградський.*

У віковій послідовності виділяються наступні СФК: палеоархейський ендербіт-гранулітовий, мезоархейський плагіограніт-амфіболітовий, неоархейський тоналіт-зеленокам'яний, палеопротерозойський гранітоїдно-метатеригенний, мезопротерозойський плутонічний і неопротерозойський вулканогенно-осадовий.

*Ендербіт-гранулітовий комплекс* складений мофізованими в умовах гранулітової фації метаморфізму вулканогенно-осадовими утвореннями палеоархею. Це здебільшого піроксенові, амфібол-піроксенові гнейси і кристаліні сланці, а також підпорядковано поширені мармури, кальцифіри і залізисті та безрудні кварцити. В тісному просторовому і віковому зв'язку з зазначеними породами знаходяться ендербіти, плагіограніти та плагіомігатити, які сформувалися в процесі ультраметаморфізму по метавулканогенно-осадових породах. У сучасному ерозійному зрізі щита утворення комплексу виходять на денну поверхню на Побужжі і в західному Приазов'ї, де визначають будову Дністровсько-Бузького і Приазовського мегаблоків.

*Плагіограніт-амфіболітовий комплекс* визначає асоціація ультраметморфічних плагіоклазових гранітів і їх мігатитів, які утворилися по біотитових, амфібол-біотитових гнейсах і кристалічних сланцях мезоархейю, а останні, в свою чергу є результатом метаморфізму в умовах амфіболітової фації регіонального метаморфізму ефузивів основного складу і псаміто-пелітових відкладів. Поширені породи комплексу на Придніпров'ї, де визначають загальне тло Середньопридніпровського мегаблоку, а також складають Росинсько-Тикицький мегаблок.

*Тоналіт-зеленокам'яний комплекс* репрезентує асоціація метаморфізованих в умовах зеленосланцевої фації метаморфізму вулканітів ультраосновного, основного, середнього, кислого складу та осадових порід неоархею, які виповнюють своєрідні зеленокам'яні рифтоподібні структу-

ри, вкладені в плагіограніт-амфіболітовий фундамент Середнього Придніпров'я. В просторовому і віковому взаємозв'язку з метавулканогенно-осадовими утвореннями комплексу знаходяться інтрузивні плагіограніти, діорити і тоналіти. Окрім Придніпров'я, породи комплексу поширені також і в межах західної частини Приазовського мегаблоку.

*Гранітоїдно-метатеригенний комплекс* налеопротерозою складає Волинський і Інгульський мегаблоки. Його стратигенна складова представлена асоціацією поліфаціально метаморфізованих конгломератів, пісковиків, гравелітів, різноманітних слюдистих і графітовмісних сланців, карбонатних порід, а також залізисто-кременистих утворень. Процеси ультраметаморфізму призвели до перетворення частини з зазначених порід у двопольовошпатові і мікроклінові граніти та мігматити, які складають другу, нестратигенну, частину комплексу. Його утворення виходять на денну поверхню в басейні рік Волині (Тетерів, Случ, Смолка та інших), а також на схилах долин рік Інгул, Інгулець, Ташлик, Південний Буг і численних балок в Центральній Україні. Породами цього комплексу складена також Криворізька, Жовторіченська, Галещинська і низка більш дрібних структур, які зі сходу примикають до Криворізько-Кременчуцького розлому.

Мезопротерозойський *плутонічний комплекс* представляють інтрузивні граніти рапаківі, анортозити, габро-анортозити та інші породи, які в межах Волинського мегаблоку складають Котостенський, а в Інгульському – Корсунь-Новомиргородський масиви. До цього комплексу відноситься також вулкано-плутонічна асоціація північно-західної частини щита, відома як Волино-Поліський пояс, складений основними та кислими метавулканітами (амфіболіти, габро-амфіболіти, лепти) і так званими осницькими та пержанськими гранітоїдами.

*Осадово-вулканогенний комплекс* неопротерозою завершує розріз Українського щита. Його відклади виповнюють Білокоровицько-Овруцьку систему, яка з півночі та північного заходу облямовує Коростенське підняття Волинського мегаблоку. Нижня частина розрізу комплексу складена асоціацією слабо метаморфізованих теригенних (конгломерати, пісковики, аргіліти, алевроліти) і вулканогенних (діабази, андезити, трахіандезити, трахіандезитові порфірити) порід, а верхня монотонною червонобарвною товщею кварцитів, кварцито-пісковиків з прошарками серицитових і пірофілітових сланців.

Докембрійську структуру щита ускладнюють рифей-фанерозойські грабени, тектоно-ерозійні западини, астроблеми і вугленосні депресії. До перших належить розташований в крайній північній частині щита *Овруцький грабен*, виповнений, як це зазначалось вище, теригенно-вулканогенними та червонобарвними теригенними формаціями неопротерозою (рис. 1.5 ).

Серед ерозійно-тектонічних западин найбільш чітко вираженою є розташована в південно-східній частині щита *Конксько-Ялинська западина*, яка виповнена мезокайнозойськими відкладами і є результатом альпійського тектоногенезу.

Астроблеми здебільшого зосереджені в центральній частині щита. Тут виявлені *Оболонська, Білилівська, Ротмістрівська, Іллінецька, Бовтиська, Зеленогайська та Тернівська*. При цьому Облонська та Бовтиська характеризуються діаметром більше 10 км, а всі інші значно менші.

У результаті мезо-кайнозойської активізації щита в межах потужних зон глибинних розломів сформувалися так звані депресії розломного порядку, які були сприятливими для накопичення континентальних вугленосних відкладів і формування пов'язаних з ними рудоносних комплексів.

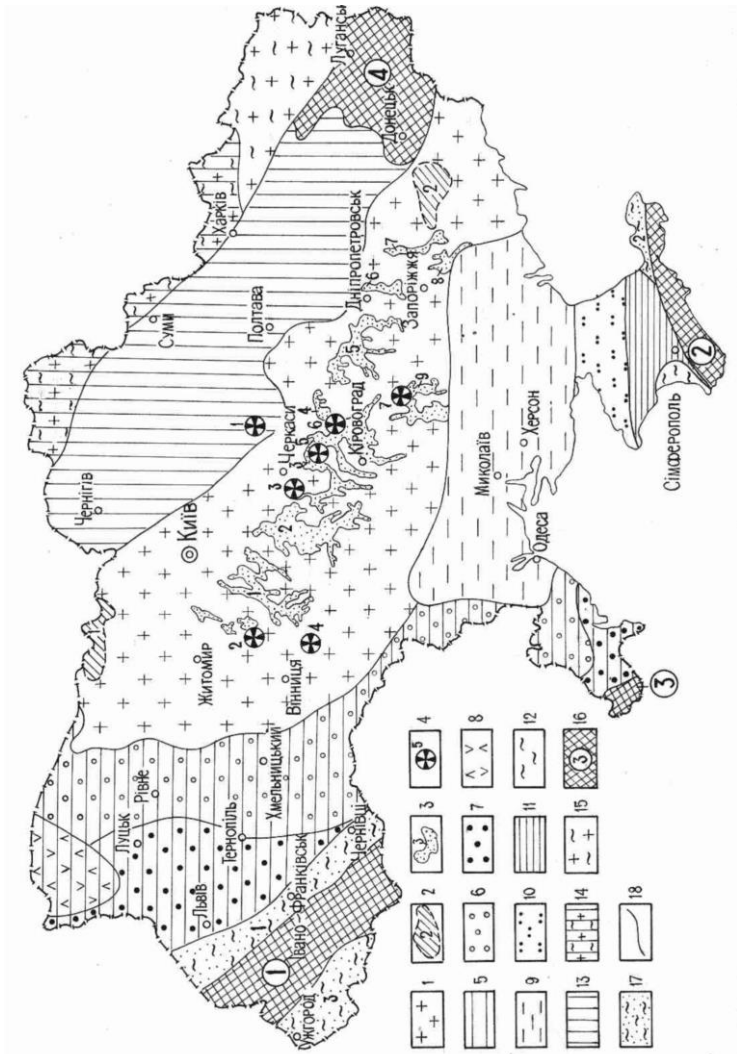


Рис. 1.5. Структурне районування осадового чохла території України



## Продовження підпису до рис. 1.5.

1 – Український щит; 2 – грабени, ерозійно-тектонічні западини (1 – Овруцький, 2 – Конксько-Ялинська); 2 – Астроблеми (1 – Облонська, 2 – Біллілівська, 3 – Ротмістрівська, 4 – Іллінецька, 5 – Бовтиська, 6 – Зеленогайська, 7 – Тернівська) 3 – вугленосні депресії (1 – Крижанівська, 2 – Тетієвсько-Оратівсько-Тарнавська, 3 – Глино-Богданівська, 4 – Криничуватсько-Михайлівсько-Мар'янівська, 5 – Новоолександрівсько-Домотканська, 6 – Синельниковсько-Придніпровська, 7 – Санжарівська, 8 – Оріхівська, 9 – Західно- та Східно-Криворізька); 5 – Волино-Подільська плита та фрагмент Молдовської плити; 6 – Волино-Одеська монокліналь; 7 – Палеозойські прогини (1 – Львівський, 2 – Переддобруджинський); 8 – Волинське палеозойське підняття; 9 – Південно-Українська монокліналь; 10 – Каркінітсько-Північно-Кримський пізньокрейдово-палеогеновий прогин; 11 – Центральнo-Кримське крейдово-палеогенове підняття; 12 – Альмінська крейдово-палеогенова западина; 13 – Дніпровсько-Донецька мезозойська западина; 14 – північний борт Дніпровсько-Донецької западини накладений на Воронезьку антиклізу; 15 – південний схил Воронезької антеклізи; 16 – складчасті споруди (1 – Українські Карпати, 2 – Крим, 3 – Добруджа, 4 – Донбас); 17 – альпійські прогини (1 – Передкарпатський, 2 – Індоло-Кубанський, 3 – Закарпатський); 18 – границі структур.

До найважливіших серед них, які локалізуються в центральній частині регіону, належать: *Крижанівська, Тетієвсько-Оратівсько-Тарнавська, Глино-Богданівська, Криничуватсько-Михайлівсько-Мар'янівська, Новоолександрівсько-Домотканська, Синельниковсько- Придніпровська, Санжарівська, Оріховська і Західно- та Східно-Криворізька.*

На заході та південному заході до щита примикає **Волино-Подільська плита** з фрагментами **Молдовської плити**, які характеризуються потужністю осадового чохла до 6-7 км. У ранній історії розвитку чохла плити виділяється два етапи: доплитний, пов'язаний з формуванням глибокого Волино-Поліського прогину, виповненого рифейськими товщами, і власне плитний, який характеризується формуванням у пізньовендський – ранньодевонський час Дністров-

ського перикратону, котрий розвивався під впливом байкальської Галицької та каледонської Середньоевропейської (пра-Карпатської) геосинкліналей. В будові чохла плити беруть участь, крім структурно-стратиграфічних комплексів перикратону, карбонатно-теригенні та евапорито-карбонатні формації юри і крейди, теригенна формація палеогену і евапорито-теригенно-карбонатна формація неогену.

Структурний план осадового чохла Волино-Подільської плити визначають *Волинське палеозойське підняття*, *Волино-Одеська монокліналь*, *Львівський* та *Передбруджинський палеозойські прогини* (рис. 1.5.).

*Волинське палеозойське підняття* розташоване на крайній півночі плити і чітко виділяється за піднятим блоком докембрійських порід фундаменту і потужними відкладами венду, кембрію, ордовику та силуру, які складають осадовий чохол. Породи мезо-кайнозою (юра, верхня крейда, палеоген, неоген і четвертинні) з різким неузгодженням субгоризонтально залягають на підстеляючих утвореннях і характеризуються потужністю менше 250 м. Вони не відіграють суттєвої ролі в будові структури.

*Волино-Одеська монокліналь* належить до споруд крейдового віку. Складена вона теригенно-кременистою глауконітовою формацією альбу – сеноману, кременисто-крейдяною формацією турону – сантону та мергельною формацією кампану – маастріхту, максимальна сумарна потужність яких досягає 300 – 350 м.

*Львівський палеозойський прогин* сформувався в середньому – пізньому девоні та карбоні. Він являє собою субплатформену депресію, яка виникла на межі різновікових Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ в північній частині Дністровського перикратону і заповнена карбонатними, карбонатно-теригенними та теригенними

вугленосними формаціями девону і карбону, потужність яких складає 2,5-3,0 км.

*Переддобруджинський палеозойський прогин* сформувався як крайовий прогин палеозою Добруджі в пізньому палеозої. Він успадкував елементи різновікових і генетично відмінних палеоструктур крайового прогину байкалід Добруджі та пізньовендського-ранньопалеозойського перикратону. В його будові беруть участь теригенні і карбонатні морські формації венду – девону, вугленосні лагунно-континентальні формації карбону, червонобарвні соленосні лагунно-континентальні моласи пермі, континентально-лагунні теригенні, карбонатні і соленосні формації юри, а також карбонатно-теригенні формації крейди, палеогенута неогену. На поверхні прогин не проявляється. Будова його встановлена за результатами геофізичних досліджень і матеріалами глибокого буріння. Його північна та південна межі утворені скидами з амплітудою до 1000 – 2000 м, що дозволяє розглядати таку структур як грабен. Довжина прогину в межах території України перевищує 200 км, а ширина змінюється від 35 км поблизу ріки Прут до 60 км на північно-західному узбережжі Чорного моря. Підніжжя грабену, за матеріалами сейсмозвідки, фіксується на глибинах 5000 – 7000 м.

На півдні Український щит межує з ***Причорноморською западиною*** крейдово-палеогенового віку, яка сформувалася як структура, що успадкувала простягання системи мезозойських прогинів Переддобруджя і Присивашся. Північний борт западини приурочений до південного схилу Українського щита, а південний прилягає до Центрально-Кримської зони підняття і депресій Скіфської плити. В межах більшої частини западини домінуючими комплексами її чохла є теригенні та карбонатно-теригенні формації крейди, палеогену і неогену.

Серед структурних елементів осадового чохла западини виділяються Південно-Українська монокліналь і Карнітсько-Північно-Кримський пізньокрейдово-палеогеновий прогин.

*Південно-Українська монокліналь* обмежується областю сучасного розвитку нижньокрейдових відкладів. На заході вона накладається на Волино-Одеську монокліналь південної окраїни Волино-Подільської плити, а її східною межею є Азово-Павлоградський розлом і Приазовський виступ дорифейського фундаменту. Рельєф поверхні її фундаменту характеризується поступовим зануренням на південь до глибини 5-6 км (район Перекопського перешийку).

*Карнітсько-Північно-Кримський прогин* являє собою глибоку депресію субширотного простягання, виповнену потужною товщею (до 10-11 км) нижньокрейдових теригенно-глинистих і вулканогенних, верхньокрейдових – еоценових глинисто-карбонатних, олігоцен-міоценових глинисто-теригенних і міоцен – пліоценових карбонатно-глинистих утворень. Сам прогин є своєрідною зоною зчленування древньої та молоді платформ. Внутрішня його структура ускладнена численними виступами і локальними складками, які проявляються в нижній частині чохла.

У відкладах апт-альбського часу – це чітко виражений грабен, локалізація якого визначається існуючим раніше на його місці тріас-юрським прогином.

У верхньокрейдових відкладах, які залягають вище, прогин втрачає вигляд грабеноподібної структури і набуває рис внутрішньоплатформеної западини (прогину).

З північного сходу до Українського щита примикає найбільша з від'ємних структур південного заходу Східно-Європейської платформи мезозойська *Дніпровсько-Донецька западина*. В її розрізі, потужність якого становить 1,5-22,5 км, виділяються чотири структурно-

формаційних комплекси (знизу догори): 1) *девонсько-нижньовізейський*, представлений соленосно-теригенними, ефузивно-теригенними, ефузивно-соленосними та карбонатними типами розрізів; 2) *верхньовізейсько-нижньоопермський*, складений теригенними та соленосними формаціями; 3) *верхньоопермсько-крейдовий*, у складі якого переважають теригенні та карбонатно-теригенні формації; 4) *кайнозойський*, представлений теригенними відкладами. За південно-західний борт западини, найдревнішими відкладами якого є утворення кам'яновугільної системи, слугує північно-східний схил Українського щита. Протилежний борт накладений на схил ***Воронезького кристалічного масиву***, фундамент якого в межах України залягає на глибинах від 100-200 м на північному сході і занурюється до 6 км у районі зчленування зі складчастим Донбасом. У будові фундаменту масиву беруть участь докембрійські комплекси, подібні до аналогічних за віком комплексів Українського щита, а базальними відкладами чохла масиву є середньо-верхньодевонські породи Центрального девонського поля Східно-Європейської платформи.

В структурі осадового чохла западини чітко виділяються Прип'ятсько-Дніпровський девонський грабен і північний та південний борти западини (рис. 1.4.).

*Прип'ятсько-Дніпровський грабен* є результатом тектонічної перебудови Східно-Європейської платформи на початкових стадіях формування чохла, яка закарбувалася в утворенні низки авлакогенів і Прип'ятсько-Донецького зокрема. Його утворення було зумовлене особливостями тектонічного режиму, який проявився в активізації розломної тектоніки – переміщення великих лінійних блоків фундаменту в результаті їх розсування, яке іноді супроводжувалось здвигами. Це структура довжиною понад 1000 км при ширині 150 – 300 км, яка характеризується внутрішньою складчастою будовою. Субширотними, субмеридіональ-

ними та поперечними до них розломами її фундамент розбитий на системи горстів, грабенів і протяжних уступів, розташованих на різних гіпсометричних рівнях. Один з таких при піднятих блоків фундаменту, відомий як *Брагинський виступ*, розділяє авлакоген на дві частини – *Прип'ятську* та *Дніпровсько-Донецьку*. Сама структура характеризується складною геологічною історією. Її закладення відбулося в рифеї, а наступна регенерація – у девоні, потім карбоні, пермі і мезо-кайнозої, коли утворилася власне Дніпровсько-Донецька западина, яка успадкувала структурний план авлакогену, але значно розширилася внаслідок залучення до процесу занурення схилів Українського щита та Воронезького кристалічного масиву.

За будовою і характером магматизму Прип'ятсько-Донецький авлакоген більшість дослідників відносять до структур рифтового типу.

Окрім Східно-Європейської платформи, на території України, як це зазначалось вище, мають місце також епіпалеозойські Західно-Європейська платформа та Скіфська плита.

### 1.2.2. Західно-Європейська платформа

Західно-Європейська платформа розташована на заході України, де вклинюється між Східно-Європейським кратоном і складчастою областю Карпат. Це епіпалеозойська споруда з консолідованим у рифеї та палеозої фундаментом. В її структурі виділяється чотири тектонічних зони: епібайкальська Розтоцька зона, яка являє собою консолідований блок байкалід, що нарощує Волино-Подільську окраїну Східно-Європейської платформи; Лежайський епібайкальський масив і розташовані між ними Коханівська та Рава-Руська зони відповідно байкальського і каледонського часу консолідації відповідно (рис. 1.3.). При цьому

Лежайський масив, Коханівська та частково Рава-Руська зони перекриті відкладами Передкарпатського прогину і шар'яжами Карпат.

**Розтоцька зона** складена осадово-ефузивними, теригенними, теригенно-карбонатними формаціями венду, кембрію, ордовіку, силуру та нижнього девону. Починаючи з вендського часу, вона розвивалася в одному тектонічному режимі з Волино-Подільською окраїною Східно-Європейської платформи і являла собою найбільш занурену та рухливу ділянку, на місці якої в палеозойський час відбулося формування депресивних структур.

**Лежайський масив** залягає в основі Передкарпатського прогину під потужною товщею міоценових відкладів і представлений сильно дислокованими докембрійськими (рифейськими) утвореннями, які зазнали значних епігенетичних перетворень. Глибина залягання поверхні рифейських порід масиву контролюється амплітудою Передкарпатського неогенового прогину і характеризується загальним зануренням у південно-східному напрямку від 2,5 до 7,0 км.

**Коханівська і Рава-Руська зони** розташовані на північний схід від Лежайського масиву між Краковецьким і Рава-Руським розломами в складчастому фундаменті Західно-Європейської платформи. Вони є південно-східним відгалуженням так званих "середньосвропейських" каледонід, що об'єднують зони складчастого нижнього палеозою в похованому домезозойському фундаменті, які приурочені до порівняно вузького, але протяжного (більше 900 км) трогоподібного прогину, виповненого фліщодною піщано-глинистою формацією кембрію та "аспідною" формацією ордовіку-силуру. Платформений чохол цих зон складений теригенно-карбонатними та карбонатними формаціями мезозою і палеогену.

### 1.2.3. Скіфська платформа

Скіфська плита належить до молодих епіпалеозойських (епігерцинських) платформ і охоплює Рівнинний Крим та прилягаючі до нього акваторії Чорного і Азовського морів. На півночі вона обмежується Карнікітсько-Північно-Кримським пізньокрейдово-палеогеновим прогином, з півдня примикає до складчастої системи Гірського Криму, а на південному сході межує з Індоло-Кубанським передовим прогином.

Фундамент плити складений складчастими комплексами пізньобайкальського і вариського (герцинського) циклів тектоногенезу, які перероблені кіммерійською складчастістю. Структурний план її осадового чохла визначають Центрально-Кримське крейдово-палеогенове підняття і Альмінська крейдово-палеогенова западина.

Пізньобайкальські комплекси представлені глинисто-теригенними, місцями вулканогенними або карбонатними утвореннями, метаморфізованими до фації зелених сланців.

Вариський (герцинський) структурно-формаційний комплекс характеризується значними потужностями, низьким ступенем метаморфізму та значною дислокованістю порід. У будові його розрізу беруть участь аспідна, сланцево-діабазова та флішева карбонатна формації, в просторовому і віковому зв'язку з якими знаходиться магматична габро-діорит-гранодіоритова формація. Значні потужності стратигенних утворень, різноманітність та повнота формаційного складу розрізу комплексу, наявність магматичних формацій свідчать про те, що герцинський тектоногенез займав провідне місце в формуванні фундаменту плити.

Мезо-кайнозойський чохол плити складений карбонатними, карбонатно-глинистими і теригенно-глинистими формаціями.



В південно-східній частині Скіфська плита відокремлюється від кіммерій-альпійських складчастих споруд Гірського Криму олігоцен-міоценовим **Індоло-Кубанським крайовим прогином**, який займає південну частину Західного Передкавказзя, Азовського моря і Керченсько-Таманського району. В будові розрізу прогину, загальна потужність якого досягає 10-13 км, беруть участь теригено-глинисті утворення олігоцен-міоценового віку та пліоцен-плейстоценові карбонатно-глинисті відклади. Його східна частина являє собою крайову структуру складчастої системи Північно-Західного Кавказу.

### 1.3. Складчасті області України

Дорифейські і епіпалеозойські платформені області України обрамлені складчастими спорудами **герцинського** (вариського), **кіммерійського** та **альпійського** віку. До герцинід відносяться складчастий Донбас, Північна Добруджа і перероблений альпійською складчастістю Мармароський масив. Кіммерій-альпійські складчасті споруди включають Гірський Крим і структури півдня Керченського півострова, а альпійський тектоногенез на території України проявився у формуванні складчастих Карпат.

#### 1.3.1. Герцинські складчасті споруди

Споруди герцинського часу на території України представляють: складчастий Донбас, Північна Добруджа, Переддобруджинський прогин і Мармароський масив.

**Складчастий Донбас** займає крайню південно-східну частину території України, де з заходу обмежується Приазовською частиною Українського щита, а зі сходу до нього примикає південно-західний схил Воронезького кристалічного масиву. Більшістю дослідників Донбас розгля-

дається як частина геосинклінальної області, яка з півдня облямовує Східно-Європейську платформу і зазнала складчастості в кінці пізнього палеозою. Разом з тим, ця складчаста область знаходиться в тісному структурному взаємозв'язку з Прип'ятсько-Дніпровським прогином. Впродовж рифей-карбонowego часу ці два геоструктурні елементи території України розвивалися не тільки одночасно, але й в одному і тому ж тектонічному режимі. Основну частину розрізу даної складчастої системи складає потужна паралічна вугленосна формація карбону, породи якої зім'яті в численні складки різної амплітуди, розірвані скидами, підкидами та ускладнені поперечними дислокаціями.

**Північна Добруджа** розташована на крайньому південному заході країни і поєднується з Волино-Подільською плитою через Переддобруджинський прогин. На території України складчасті споруди Північної Добруджі відомі як **Прутський виступ**, складений комплексом зелених сланців. Його нижній структурний поверх, у будові якого беруть участь породи палеозойського та ранньомезозойського віку, характеризується складною внутрішньою будовою, зумовленою широким розвитком складчато-насувних структур, які перекриті недеформованими карбонатно-глинистими, теригенно-глинистими верхньокрейдовими та кайнозойськими відкладами.

Зі складчастими спорудами Добруджі тісно пов'язаний **Переддобруджинський прогин**, формування якого почалося в пізньому палеозої, а максимальне опускання відбулося в юрський час. На поверхні прогин не проявляється. Однак, геофізичними дослідженнями та за результатами глибокого буріння встановлено, що його північна і південна межі утворені скидами з амплітудою до 1000 – 2000 м, що дозволяє розглядати цю структуру як грабен. Протяжність його в межах України перевищує 200 км, а ширина змінюється від 35 км, поблизу ріки Прут, до

60 км на північно-західному узбережжі Чорного моря. Дно грабена, за матеріалами сейсмозвідки, фіксується на глибинах 5000 – 7000 м.

Прогин виповнений карбонатними, теригенно-карбонатними відкладами силуру, девону і нижнього карбону загальною потужністю до 3000 – 4000 м. Перекриваються палеозойські утвореннями теригенними та карбонатно-теригенними відкладами верхньої юри, палеогену, міоцену, пліоцену та четвертинної системи. Мезокайнозойський структурний план загалом узгоджується з палеозойським.

До варисцид, як це зазначалось вище, відноситься також *Мармароський масив*, який знаходиться в південно-східній частині території Українських Карпат, де представлений двома розділеними фрагментами – *Чивчинським* і *Діловецьким*. Просторові співвідношення масиву з прилеглими утвореннями тектонічні, а сам масив насунутий на флішеві Карпати. Гетерогенний фундамент масиву складений протерозойським гнейсо-сланцевим комплексом амфіболітової фації метаморфізму, нижньо-верхньопротерозойським кварцито-сланцевим комплексом і карбонатно-філітовим комплексом верхнього палеозою (карбон-перм). Це свідчить про те, що Мармароський масив являє собою древню складчасту споруду, перероблену в процесі альпійського тектоногенезу.

### 1.3.2. Кіммерійсько-альпійські складчасті споруди

Кіммерійсько-альпійська складчастість на території України закарбувалася у формуванні складчастої системи *Гірського Криму*, яка, окрім власне Гірського Криму, включає також південь Керченського півострова.

У сучасному розумінні Гірський Крим розглядається як складна складчасто-блокова споруда, у формуванні якої

суттєву роль відігравали горизонтальні рухи, що призвели до широкого розвитку структур тангенціального стиснення. Головна роль при цьому відводилась силам південного бічного тиску, породженим закриттям Тетіса.

Західна і центральна частина гірської області Криму та південь Керченського півострова відрізняються за характером мезозойської та кайнозойської геологічної історії, а також часом завершення геосинклінального режиму. На заході Гірського Криму ця подія співпала з ранньокіммерійською епохою, а на сході – з кінцевими фазами альпійського тектоногенезу.

Гірсько-Кримська споруда загалом являє собою мегантиклінорій, який складається з низки структурних елементів антиклінорного та синклінорного типу, ускладнених пологими насувними структурами, що падають на південь. Південне крило мегантиклінорію занурене під води Чорного моря, а на півночі Гірський Крим межує зі Скіфською плитою по Сімферопольському (Кримському) розлому.

Внутрішня будова і речовинний склад фундаменту складчастої системи проблематичні. До найдревніших порід регіону відносять так звані екзотичні брили вапняків, датовані палеозоєм. Проте в корінному заляганні зазначені породи не виявлені і їх природу ще необхідно встановити. До найбільш ранніх утворень Гірсько-Кримської споруди відносять таврійську флішеву формацію тріас-ранньоюрського віку. Юрський період характеризувався також проявленням магматичної діяльності, а також накопиченням конгломератів і потужних товщ вапняків. Вапняки, пісковики і глини складають крейдові розрізи Гірського Криму, а палеоген-неогеновий час характеризувався формуванням здебільшого піщано-глинистих відкладів.

### 1.3.3. Альпійські складчасті споруди

До області альпійської складчастості належать *Українські Карпати*, які є частиною Карпатської дуги, що являє собою північну гілку альпініад Європейського Середземномор'я. Формування їх структури зумовлене значними горизонтальними переміщеннями, які ускладнили первинні складчасті форми і визначили їх покривно-насувну будову.

За віком складчастості та покривоутворення Українські Карпати поділяються на *Зовнішні* (або флішеві) і *Внутрішні*. Останні характеризуються геосинклінальним розвитком протягом ранньоальпійського етапу, який завершився в кінці крейди і палеогені. Головна складчастість і формування великих тектонічних покривів є результатом проявлення австрійської (рання і пізня крейда) та ларамійської (пізня крейда-палеоген) фаз. Формування Зовнішніх Карпат пов'язане з пізньоальпійським тектоногенезом, що призвів до формування у кінці юри, крейди і палеогені геосинклінальної області, яка перетерпіла орогенез у міоценовий час. У сучасній структурі ця геосинкліналь виражена флішовими покривами, які є самостійними структурними одиницями (структурно-фаціальними зонами), розділеними регіональними насувами. Найбільшими з них є Скибова, Кросненська, Дуклянська, Поркулецька та інші. Загалом структуру Українських Карпат можна визначити як багатровергентну асиметричну складчасто-покривну гірську споруду, обрамлену з північного сходу Передкарпатським крайовим, а з південного заходу Закарпатським внутрішнім альпійськими прогинами.

*Передкарпатський крайовий прогин* розташований між складчастими Карпатами та спорудами Східно-Європейської і Західно-Європейської платформ. У його межах виділяється три самостійних зони: Більче-Волицька, Самбірська і Бориславсько-Покутська.

*Більче-Волицька зона* на заході накладена на молоду Західно-Європейську, а на сході на древню Східно-Європейську платформи. Вона характеризується моноклінальним заляганням порід.

*Самбірська зона* перекриває Більче-Волицьку монокліналь. Для неї характерна система лінійних складок і лусок, що утворюють покрив, насунутий на автохтонну частину прогину. Її закладення відбулося в нижньому міоцені, відклади якого в північно-західній частині прогину залягають на рифейських і палеозойських утвореннях фундаменту, а в південно-східній – на мезозойських породах чохла епіпалеозойської Західно-Європейської платформи.

*Бориславсько-Покутська зона* низкою дослідників розглядається як крайова частина Зовнішньокартатської геосинкліналі, яка, порівняно з іншими частинами прогину, зазнавала інтенсивного прогинання і в міоценову епоху. Вона являє собою великий покрив, представлений системою складок крейдово-палеогенового поверху та міоценових молас, насунутий на автохтонну частину прогину.

*Закарпатський внутрішній прогин* відокремлений від складчастої системи Українських Карпат Пенінським глибинним розломом. За його основу слугують дислоковані осадові товщі тріасу, юри, крейди, палеогену і навіть метаморфічні комплекси палеозою. Структура неогенового чохла характеризується своєрідною зональністю, проявленою в особливостях залягання піщано-глинистих соленосних товщ, характері структурних форм, локальному розвитку солянокупольної тектоніки тощо. На різні зони прогину накладено Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, яке складене лавами та туфами здебільшого основного складу.

Великими структурами наскрізного характеру в межах території України є *Північно-Українська, Централь-но-Українська та Південно-Українська* трансрегіональні мегазони тектонічної активізації. В їх межах процеси магматизму, метасоматозу, рудотворення та переміщення по

розломах відбувалося впродовж усієї рифейської та фанерозойської історії геологічного розвитку території України, а прояви неотектонічних рухів у стабільних блоках Українського щита збереглися навіть до нашого часу.

Завершуючи коротку характеристику тектонічного районування України, слід зазначити, що на її теренах розташовані поліструктурні гетерогенні тектонічні елементи, які зазнали складної і тривалої історії геологічного розвитку. У розрізах структур складчастого обрамлення Східно-Європейської платформи та їх платформених еквівалентів закарбовані сліди діяльності байкальської, каледонської, вариської (герцинської), кіммерійської та альпійської епох тектоногенезу, а добайкальські епохи знайшли своє відображення в структурах фундаменту Східно-Європейського кратону.

### ***Запитання для самоконтролю***

1. *Розкрийте основні принципи тектонічного районування території.*

2. *Дайте характеристику будови древніх платформ як одних з основних історико-тектонічних (структурно-морфологічних) складових земної кори.*

3. *Розкрийте загальні риси розвитку рухливих поясів неогеою.*

4. *Охарактеризуйте загальні риси будови земної кори території України.*

5. *Дайте характеристику мінливості потужностей земної кори в межах України.*

6. *Назвіть основні геоструктурні елементи земної кори території України з зазначенням їх меж.*

7. *Охарактеризуйте структури Східно-Європейської платформи, розташовані на теренах України.*

8. *Геосинкліналі якого віку розташовані на території України?*

## 2. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФІЧНОГО РОЗВИТКУ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

З наведеної вище характеристики основних структурних елементів території України випливає, що її геологічна історія охоплює проміжок часу від палеоархею до сьогоденішнього дня, а це складає близько 3,8 млрд. років.

### 2.1. Докембрійський період

Докембрійський період розвитку території України закарбувався в геологічній будові Українського щита. Аналіз речовинного складу породних комплексів регіону та структурного їх положення дає можливість припускати, що на початку *архею* (віковий діапазон архейської еритеми складає 3,7 – 2,6 млрд. років) земна кора на теренах України була відносно тонкою і складалася зі своєрідних мікромасивів тоналітів, габро-анортозитів 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 залістисті 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. Внаслідок цього 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 і аміболові гнейси та кристалічні сланці, які в асоціації з осадовими породами складають розрізи дністровсько-бузької серії на Побужжі, аульської 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, тривалість яких складає близько 800 млн. років – це період становлення протокори, яка була подібна до кори континентального типу. В її розрізі вже чітко виділявся осадовий шар, складений карбонатними, залістистими теригенними породами в асоціації з вулканогенними утвореннями, “гранітний”, який був представлений тоналітами, ендербітами, габро-анортозитами, і “базальтовий”, значну 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 осадконакопичення 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, Демушинський, 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 (див. рис. 1.4).

На початку *протерозойського* часу, тривалість якого складає близько 2 млрд. років (нижня вікова межа протерозою становить 2600 млн. років, а верхня – 570 млн. років; протерозой ділиться на три частини: палеопротерозой, віковий діапазон якого становить 2600–2000 млн. років, мезопротерозой – 2000–1700 млн. років і неопротерозой у 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 тлі якої піднімалися невисокі пізньоархейські вулканічні гори, а також виділялися незначні за масштабами басейни внутрішньоконтинентального типу з досить ще агресивною в хімічному відношенні 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 парагеосинклінального 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  $40 - 60^{\circ}$ , а атмосферний тиск досягав  $1 - 2$  МПа. Відновні хімічні умови водного середовища, розвиток органіки та температурний режим води сприяли їй 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 темпера-

турного режиму, солоності та лужності води і, відповідно, формуванню сприятливих для залізнакопичення фізико-хімічних умов.

На початку палеопротерозойського етапу земна кора і нижні шари атмосфери характеризувались підвищеним тепловим режимом, спричиненим потужними тепловими потоками, які піднімалися з надр Землі. Це сприяло перебігу на поверхні процесів хімічного вивітрювання та формуванню мономіктових і олігоміктових кластолітів, прикладом яких можуть бути потужні товщі кварцових конгломератів, гравелітів і пісковиків нижньої частини розрізу Криворізької структури. Згодом, коли 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 (рис. 2.1.).

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. У цей час шляхом ультраметаморфічних перетворень частина осадково-вулканогенних відкладів бузької, терівської, інгуло-інгулецької, центральноприазовської серій зазнали гранітизації, що зумовило утворення мікроклінових і мікроклін-плагіоклазових гранітів і їх мігматитів півдня Волині (так звані бердичівські та житомирські граніти), Кіровоградщини (кіровоградські граніти), а також Приазов'я.

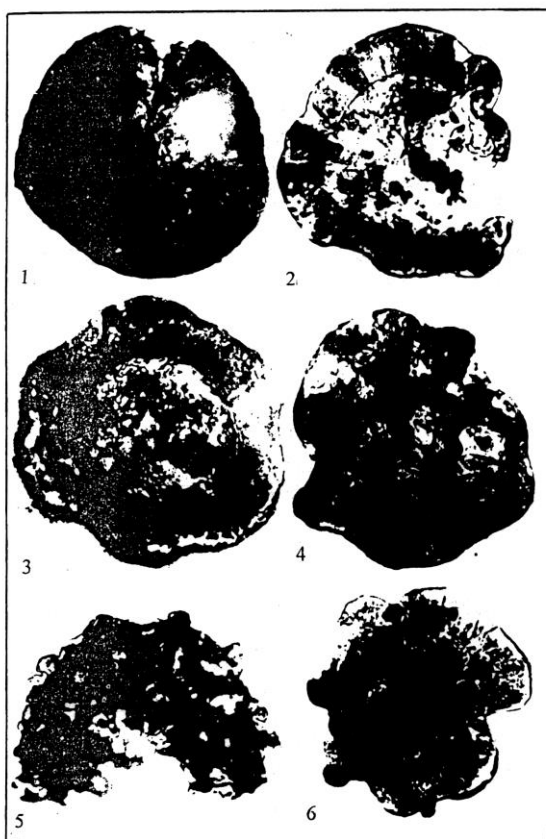


Рис. 2.1. Мікрофітофосилії з графітовмісних сланців  
Криворізької структури

(за В.А.Рябенком і Т.П.Міхницькою)

1 – *Lophotriletes evolutus* Serg.; 2,3 – *Archaeozonotriletes intertextus* Nerk. et Serg., sp. nov.; 4 – *Lophozonotriletes torosus* Naum. var. *famensis* Naum.; 5 – *Dictiotriletes major* Kedo.; 6 – *Lophozonotriletes* sp.

**Мезопротерозойський** етап розпочався завершенням процесу консолідації в межах території України фундаменту Східно-Європейської платформи загалом і Українського щита зокрема. Виняток складала тільки його

північно-західна частина (район Сущан, 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-осадові 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-вудканогенні товщі, якими виповнена Білоковровицько-Овруцька система депресій, розрізи яких складають овруцька і топільнянська серії. З цим періодом також пов'язано формування вулканогенно-осадкових відкладів поліської серії, поширених на північно-західному (Волинському) 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 **вендський період** 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 палеогеогра-

фічному відношенні цей перикратон являв собою басейн зі змінними у просторі та часі умовами осадконакопичення. Формування цього басейну спричинило значну трансгресію та території Українського щита та прилеглих районів. У цьому епіконтинентальному морі відбувався інтенсивний розвиток так званої едіакаро-вендської біоти (рис. 2.2), 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 потоками. Південно-західний та, частково південний його схили являли собою своєрідну прибережно-морську смугу з розвитком низки лагуноподібних водоймищ. Північно-східний схил був більш крутим і ховався під водами вендського моря, яке займало територію сьогодношньої Придніпровської низовини.

## 2.2. Палеозойська ера

На початку палеозойської ери, тобто близько 570 млн. років назад, більшість території України була суходолом. Виняток складала її західна частина, що входила до складу Дністровського перикратону і сьогодношнього Передкарпаття, у межах якої в *кембрійський період*, тривалість якого складає близько 70 млн. років, існував епіконтинентальний мілководний морський басейн. У ньому відбувалося накопичення теригенних відкладів, серед яких переважали



Рис. 2.2. **Едіакаро-вендська біота**  
(за С.А.Морозом)

1 – поліп *Nemiana*; 2 – *Vendia* (істота загадкової природи); 3 – примітивна медуза *Cyclomedusa*; 4 – *Dickinsonia* (можливо кишковопорожнинна істота); 6 – сцифомедуза *Kimberella*; 7 – примітивна медуза *Ediacaria*; 8-9 – *Charnia* та *Charniodiscus* («морське пір'я»); 10 – водорість *Vendotaenia*; 11 – пращур трилобітів *Spriggina*; 12 – безхребетна істота з трипроменевою симетрією *Tribrachidium*.

алевроліти, аргіліти з прошарками пісковиків і конгломератів. Він являв собою своєрідну шельфову країну великої морської акваторії, яка через Білорусь, Прибалтику, Скандинавію простягалася до східних районів Північної



Америци. Основними поселенцями цього мілководного моря були переважно синьо-зелені та зелені водорості, акритархії, різноманітні кишковопорожнинні, коралові поліпи, а також трилобіти (рис. 2.3).

В *ордовицький період* західна та південно-західна частини території України знаходилися під водами моря, в прибережній частині якого відбувалося накопичення дрібнозернистих пісковиків з прошарками конгломератів, а в більш глибоководних – вапняків. Берегова лінія проходила приблизно по лінії Рівне – Хмельницький – Одеса. В межах цього морського басейну виділялися три різних за характером осадконакопичення палеогеографічних райони: Західно-Поліський, Галицько-Молдовський та Галицький.

Західно-Поліський, або як його ще називають Ковельський, палеогеографічний район входив до складу Палеобалтійського епіконтинентального басейну, який на півдні та сході межував з Фено-Сарматським материком. В межах території України знаходилася шельфова мілководна частина цього басейну, де процвітав розвиток криноїдей, цистоїдей, наутилоїдей, брахіопод, остракод та інших типових представників ордовицької біоти (рис. 2.4).

Галицький палеогеографічний район охоплював територію Прикарпаття та Придобрудджа, які на той час входили до Середньоєвропейської провінції Палеотетису. В ордовицький час це був досить глибоководний морський басейн міогеосинклінального типу, в якому відбувалося накопичення потужних товщ глинистих і карбонатних відкладів.

Галицько-Молдовський палеогеографічний район займав територію західного та південно-західного схилів Українського щита та сусіднього Львівського прогину. Починаючи з середини кембрію та на початку ордовику він був частиною так званого Фено-Сарматського материка, основною складовою якого був Український щит. З сере-

дини ордовицького часу ця територія тричі зазнавала трансгресії моря з боку Прикарпаття, що призвело до накопичення теригенних відкладів, які сьогодні складають низи розрізів півдня Волино-Подільської плити.

**Силурійський період** успадкував на території України ордовицькі басейни осадконакопичення. В ранньому силурі більша частина Волино-Подільської плити являла собою так званий Подільсько-Буковинський суходіл, який був окраїною Фено-Сарматського материка. Проте вже у другій половині силуру територія суходолу по зонах Дністровського та Жмеринського розломів зазнала опускання і опинилася під водами епіконтинентального моря, що наступило з боку розташованого південніше України океану Палеотетис. У басейні, який населяли трилобіти, корали, різноманітні молюски (головноногі, червононогі, двостулкові), брахіоподи, розмаїті водорості, відбувалося інтенсивне накопичення вапнистого та вапнисто-теригенного мулу і глин.

З другої половини пізнього силуру морська трансгресія розширилася до районів Південної Прибалтики, і під її водами опинилася вся Волино-Подільська плита. Теплий і вологий клімат сприяв не тільки інтенсивному розвитку морської фауни, серед якої переважали бентосні організми, характерними представниками яких були водорості, корали, трилобіти, головоногі, червононогі та двостулкові молюски, остроколи тощо (рис. 2.5), але й формуванню товщ водоростево-коралових вапняків, доломітів, детритових відкладів з прошарками бентонітових глин, що належать до продуктів підводного вивітрювання вулканічного попелу. На суходолі, який нагадував рівнину з численними долинами рік, річок та балок, відбувалося накопичення алювіальних і, підпорядковано, еолових відкладів у вигляді пісків, гравію та лесів.

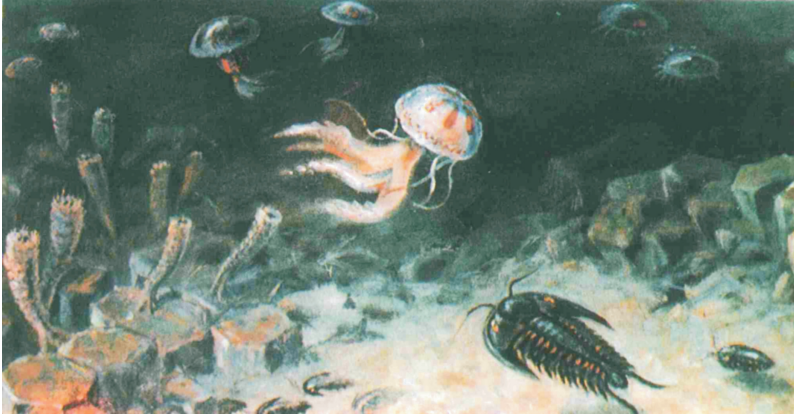


Рис 2.3. *Реконструкція морської палеоекосистеми кембрію на території Волино-Подолії*  
(Центральний науково-природничий музей НАН України - ЦНПМ)



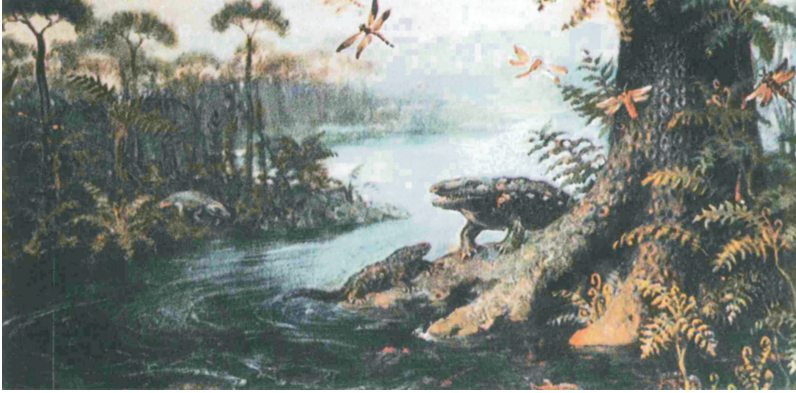
Рис. 2.4. *Реконструкція морської палеоекосистеми ородовіку на території Хмельниччини*  
(ЦНПМ)



**Рис. 2.5. Реконструкція морської палеоекосистеми  
силуру на території Придністров'я  
(ЦНПМ)**



**Рис. 2.6. Реконструкція палеоландшафту  
девону на території Придністров'я  
(ЦНПМ)**



**Рис. 2.7. Реконструкція палеоландшафту  
пізнього карбону на території Донбасу  
(ЦНПМ)**



**Рис. 2.8. Реконструкція наземної палеоекосистеми  
пізньої пермі на території Донбасу  
(ЦНПМ)**



**Рис. 2.9. Реконструкція наземної палеоекосистеми тріасового періоду на території Донбасу (ЦНПМ)**



**Рис. 2.10. Реконструкція палеоландшафту пізньої юри на півдні України (ЦНПМ)**



**Рис. 2.11. Реконструкція палеообстановки пізньої крейди на півдні України (ЦНПМ)**



Рис. 2.12. *Реконструкція морського середовища середнього палеогену на півдні України (ЦНПМ)*



Рис. 2.13. *Реконструкція неогенового ландшафту на півдні України (ЦНПМ)*



Рис. 2.14. *Реконструкція пліоценової савани на Одещині (ЦНПМ)*



**Рис. 2.15. Реконструкція середньоплейстоценового палеоландшафту на території Передкарпаття (ЦНПМ)**



**Рис. 2.16. Реконструкція пізньоплейстоценового палеоландшафту на території Передкарпаття (ЦНПМ)**



*Девонський період* характеризується насиченістю історико-геологічних подій в межах території України. В її західній частині на початку девону існувало відкрите тепле море однак уже 395 – 400 млн. років тому море почало міліти і поступово відступати на південний захід. Одночасно відбувалася аридизація клімату, що сприяло формуванню на суходолі червонобарвних теригенних відкладів (пісковиків, алевролітів, аргілітів), а у лагунноподібних басейнах, які виникли в результаті регресії моря, і в його прибережній частині накопичувалися карбонатні осадки. Під кінець раннього девону більша частина західних просторів території України нагадувала низинну акумулятивну рівнину з численними річковими долинами на озерами (рис. 2.6). Сухий жаркий клімат сприяв формуванню червонобарвних теригенних товщ з рештками панцирних риб, водоростей та наземних рослин. Виходи утворень даного вікового періоду на сьогодні відслонюються по берегах р. Дністер, і особливо представницькими вони є в районі м. Заліщики Тернопільської області.

На початку середньодевонської епохи структурно-тектонічна перебудова Східно-Європейської платформи суттєво змінила палеогеографічний вигляд території України. На заході (Львівський та Переддобруджинський прогини) і на сході (Дніпровсько-Донецька западина) виникли великі депресії з континентальними, лагунними та нормально морськими умовами осадконакопичення. Мала місце і вулканічна діяльність. Кліматичний режим був мінливими від теплого і волого до аридного. Останній переважав у межах східної частини України, підтвердженням чого є товщі червонобарвних пісковиків, а також ангідритів, гіпсів і доломітів. В західних районах переважав гумідний клімат. Тобто, в девоні на теренах України вже існувала своєрідна кліматична зональність – східні її області знаходилися в зоні посушливого жаркого клімату, а на заході переважав

теплий та вологий. Межа між цими своєрідними кліматичними зонами простягалася з південного сходу на північний захід і проходила по території Українського щита, який на той час являв собою суходіл.

У пізньодевонську епоху на сході України відбувалися значні тектонічні та вулканічні процеси, які були початком формування на місці Дніпровсько-Донецької западини та прилегло до неї з півдня Донбасу своєрідної рифтоподібної структури, в межах якої відбувалося накопичення потужних товщ теригенних, карбонатних, галогенних і вулканогенних відкладів. Такий строкатий за складом розріз формувався не тільки під впливом перемінної тектонічної активності, але й завдяки нестійкого з перевагою азидного клімату та перемінних умов осадконакопичення. Останні в Дніпровсько-Донецькому регіоні впродовж пізнього девону змінювалися від суттєво морських через лагунні і дельтові до суттєво континентальних.

Львівський та Передобруджинський прогини в цей час характеризувалися відносно спокійним тектонічним режимом і відсутністю проявлення вулканізму. Тут панував теплий морський клімат, що сприяв накопиченню в морських басейнах карбонатних порід, серед яких переважали вапнисті мули.

Наприкінці девонського періоду територія України в цілому зазнала підняття, що спричинило регресію епіконтинентальних морських басейнів.

**Кам'яновугільний період** розпочався в межах Дніпровсько-Донецької западини та прилеглих районів з морської трансгресії, яка найактивніше проявилася на півдні регіону. Північно-західна його частина в цей час нагадувала акумулятивну низовину, де накопичувалися континентальні, в тому числі і вугленосні, відклади. Подібна акумулятивна низовина існувала на початку карбону і на території Львівсько-Волинського вугільного басейну, проте дуже

швидко вона була заповнена водами мілководного моря, яке впродовж наступних епох періодично відступало і наступало знову, а в проміжку між трансгресіями та регресіями виникали лагунно-озерно-болотні умови осадконакопичення, що сприяло формуванню покладів вугілля. Аналогічна періодична зміна палеографічних обстановок впродовж карбону мала місце і в Дніпровсько-Донецькому регіоні (включаючи Донбас). Вологий теплий клімат, наявність численних лагун, озер і боліт з пишною рослинністю, яка час від часу заливалася водами моря і відмирала, а з новою трансгресією появлялася знову, створювали сприятливі умови для утворення значної кількості рослинної біомаси, згодом перетвореної на поклади вугілля. Серед кам'яновугільної флори на території України переважали палеофітоценози папоротей, клинолистів, субсигілярії, птеридосперми та хвойні (рис. 2.7).

У середині карбону морський басейн, який займав територію Львівсько-Волинської западини, почав скорочуватися і згодом перестав існувати. У межах Дніпровсько-Донецького регіону скорочення акумулятивного басейну розпочалося близько 305 млн. р. тому, і під кінець карбону ця територія нагадувала рівнину з численними водостоками, між якими знаходилися платоподібні підвищення.

Територія Українського щита впродовж кам'яновугільного періоду продовжувала знаходитися в піднятому над водами карбонового моря стані. В її межах відбувалося інтенсивне вивітрювання порід і панували процеси денудації.

**Пермський період**, який в межах земної кулі характеризується завершення герцинського тектоногенезу, на території України проявився становленням в цілому геократичного режиму її палеогеографічного розвитку.

На початку пермі в Дніпровсько-Донецькому регіоні переважали континентальні умови, які періодично супроводжувалися короткотривалими морськими інгресіями. Результатом останніх були часті зміни континентальних озерно-алювіальних фацій, мілководними морськими та перехідними лагунними і дельтовими. Це зумовило перемінне накопичення червонобарвних вапнистих відкладів піщано-глинистими з підпорядкованим розвитком сульфатно-магнієвих осадків. Аридний клімат сприяв перетворенню водних басейнів у солеводну акваторію, а згодом на її місці виникла континентальна акумулятивна низовина, яка характеризувалася різноманіттям палеофітоценозів, рослинних угруповань серед яких переважали каламітово-папоротеві. Аллювіально-озерні рівнини покривали представники голонасінних та членистостеблевих рослинних угруповань (рис. 2.8).

У західній частині України геологічні події змістилися в сторону Карпатського регіону де впродовж пермського періоду панував орогенний режим і відбувалося формування соленосних моласових відкладів. Подібними тектонічними умовами в цей час характеризувалася і територія Скіфської платформи та Добруджа, на якій утримувався геосинклінальний режим. У цій частині України на пермський час переважали висхідні тектонічні рухи, що сприяло регресії морських басейнів і збільшенню площі суходолу з типовими для гірських областей формами рельєфу.

Клімат пермського періоду змінювався в просторі і часі від теплого гумідного до виразно аридного. Останній був більш характерний для східних районів України, що підтверджується значними покладами кам'яної солі на півночі Донбасу, а також у пермських відкладах Дніпровсько-Донецької западини. На заході, в південній та центральній частинах України переважав теплий і вологий клімат.

### 2.3. Мезозойська ера

Мезозойська ера в межах України представлена відкладами всіх трьох періодів: триасового, юрського та крейдового.

Впродовж *триасового періоду* більша частина території України являла собою суходіл з напівпустельними кліматичними умовами та ландшафтами. Морські басейни займали території Карпатської, Кримської гірський області, а також Добруджі та прилеглих до неї районів. В триасових морях здебільшого формувалися піщано-глинисті відклади. Особливо представницьке осадконакопичення мало місце в триасовому морі Кримської геосинкліналі, де формувалися потужні флішові товщі так званої таврійської серії, складені чергуванням пісковиків, алевролітів, аргілітів та глин. Слід зазначити, що наприкінці триасу ранньокімерійська, або як її ще називають таврійська, фаза мезозойського тектоногенезу призвела до ліквідації Кримської геосинкліналі. В результаті цього процесу відбулася інтенсивна дислокація багатокілометрової товщі порід таврійської серії Гірського Криму і формування складчастої гірської споруди Мезотаврійського кряжу.

Окрім геосинклінальних басейнів, теригенне осадконакопичення відбувалося також в невеликих мілководних улоговинах якими були всіяні території Львівсько-Волинської, Дніпровсько-Донецької западини та окраїн Донбасу (рис. 2.9).

Впродовж *юрського періоду* територія України була підпорядкована низхідним тектонічним рухам. Особливо це позначилося на зміні палеогеографічних обстановок у межах Дніпровсько-Донецької, Львівсько-Волинської западин, Переддобруджинського прогину та окраїн Донбасу, де під кінець ранньоярської епохи утворилися епіконтинентальні морські басейни, оточені приморськими низови-

нами, лагунами та естуаріями. Виникли вони завдяки трансгресії з боку Карпатської та Кримсько-Кавказької морських акваторій. Останні, як припускається, були з'єднані своєрідною Добруджинською затокою. Пік цієї трансгресії припадає на келовей-оксфордський вік, тобто на віковий діапазон 160 – 146 млн. років тому, коли юрське море займало максимальну частину території України. Морські басейни були порівняно неглибокими та тепловодними. Такі умови сприяли широкому розвитку юрської біоти і особливо рифоутворюючих організмів, що зумовило формування потужних товщ органогенних вапняків.

Починаючи з другої половини пізньоярської епохи (близько 140 – 145 млн. р. назад), на території України переважали висхідні тектонічні рухи, які спричинили регресію епіконтинентальних морів. Одночасно почалася і аридизація клімату. На місці морських акваторій виникли акумулятивні низовини і мілководні лагуни, де відбувалося формування червоних та різнобарвних піщано-глинистих відкладів.

Збільшення території суходолу сприяло інтенсивному розвитку флори. Вододільні ділянки Криму, Причорномор'я, Переддобруджі та Карпат були покриті представниками хвойних, а схили – хвойно-цикадофітовим рідколіссям. На озерно-алювіальних рівнинах панували представники папоротевих, серед яких переважали ціатейні, катонієві, схізейні, діптерієві, діксонієві, безщиткові папороті, серед яких зустрічалися плаунові, селягінелієві та вужачкові. Такий склад рослинних угруповань свідчить про теплий гумідний клімат, аридизація якого у другій половині юрського періоду спричинила помітне витіснення папоротєво-плаунової рослинності ксерофільними хвойними. З подальшим розвитком морської трансгресії значна частина багатой рослинності озерно-алювіальних і прибережних низовин зникла, зберігшись лише у депресійних ділянках

Українського щита та Переддобруджі, які в пізньоюрську епоху являли собою суходіл (2.10).

**Крейдовий період** на території України в значній мірі успадкував палеогеографічні обстановки пізньої юри. На початку крейди панували континентальні умови. Виняток складав Карпатський регіон та рівнинна частина Криму, де існували морські басейни (рис. 2.11).

В альб-сеноманський час практично вся територія України зазнала трансгресії і була покрита водами моря. Суходіл зберігся тільки у вигляді невеликих островків у центральній частині Українського щита, на Донбасі, в Гірському Криму, Добруджі та на півдні Передкарпаття.

Морський басейн мав безпосередній зв'язок з палеоокеаном Мезотетис і характеризувався незначною глибиною і тепловодністю, що сприяло формуванню мергельно-крейдових та вапнякових товщ, лише в районі Карпат мали місце значні глибини, де відбувалося накопичення флішоїдних товщ (алеврито-глинистих) товщ.

Відступ крейдового епіконтинентального моря з території України розпочався в другій половині маастрихтського віку, тобто близько 70 млн. років тому.

## 2.4. Кайнозойська ера

Кайнозойська ера на Україні проявилася різноманітним палеогеографічним і історико-геологічним подіям з усіма притаманними найхарактернішими рисами розвитку платформених і геосинклінальних областей північної півкулі.

**Палеогеновий період** характеризується поширенням епіконтинентальних морських басейнів з боку Карпатської та Кримсько-Кавказької геосинклінальних областей на півдні (Крим, Причорноморська западина) і північні (Дніпровсько-Донецька западина) райони України. В ме-

жах Українського щита і Донбасу час від часу північні та південні басейни з'єднувалися між собою.

Моря півдня платформеної частини України, які існували впродовж всього *палеоценового часу*, були типово епіконтинентальними, їхні глибини не перевищували 200 м, а середньорічні температури поверхневого шару нормально солоної води становили 15 – 22 °С. Такі умови сприяли накопиченню здебільшого вапнистих осадків, розвитку бентичної палеобіоти. В Кримській частині цього палеоценового моря широкого розвою набули моховатководоростеві і коралові біогерми.

В *ранньоеоценовий час* глибини морського басейну півдня України періодично змінювалися, що зумовило різноманітній фаціальний склад осадків, при цьому воно завжди залишалось теплим з нормальною солоністю води.

Упродовж наступних часів еоцену південноукраїнський басейн поступово консолідувався, почалося його обміління (до глибин 15 – 50 м), чітко проявилася тенденція до замикання.

Синхронічний південному морський басейн Північної України, який охоплював території Дніпровсько-Донецької западини, Донбасу та прилеглих районів, в палеоцені завдяки впливу холодних течій з боку Палеоатлантики був відносно холодноводним, що сприяло накопиченню здебільшого безкарбонатних піщано-глинистих відкладів, але уже в середині еоценового часу, коли він почав поступово закриватися і на берегах появилася тропічна та субтропічна рослинність, температура води підвищилася.

У *пізньому еоцені* Волино-Поділля, Український щит і Донбас зазнали нової трансгресії і знову були похованими під водами моря, яке мало безпосередній зв'язок з океанічним резервуаром Тетісу і Палеоатлантики. Це був великий морський басейн, у південній частині якого глибини досягали кількох сотень метрів. В його водах проживали



найрізноманітніші молюски, форамініфери, морські їжаки, брахіоподи, острокоди, корали, моховатки, а також зубасті кити, ламноїдні акули та інші представники фауни і флори (рис. 2.12). Басейн характеризувався нормальною солоністю та теплопроводністю. Проте, під кінець пізнього еоцену він почав міліти і набувати рис замкнутого водоймища. При цьому загальна регресія супроводжувалася похолоданням кліматичних умов, що призвело до зниження середньорічної температури до  $+12 - 16$  °С. Це відобразилося відповідно на розквіті в приморських районах тропічних лісів, в яких проростали кокосові пальми, секвої, фікуси і папороті. Ліси населяли своєрідні ссавці, серед яких панівне положення належало роду антраконеріум. Окрім того, активно розвивалися крокодили, черепахи та болотні птахи роду скалопакс.

Палеоцен-еоценова історія геологічного розвитку території України була підпорядкована регіональним змінам, спричиненим тектоно-магматичною активізацією півдня Східно-Європейської платформи, обумовленою альпійським тектоногенезом. Саме під впливом цієї структурно-тектонічної перебудови відбулася суттєва регресія південноукраїнського моря, що призвело до збільшення депресійних закритих басейнів на території Українського щита, в яких формувалися товщі бурого вугілля на зразок Дніпровського буровугільного басейну.

Джерелом вугленакопичення слугувала біомаса, що утворилася за рахунок багатой тропічної та субтропічної рослинності, яка населяла морські узбережжя і широкі річкові долини. Одночасно Український щит зазнавав періодичних морських трансгресій збоку морських акваторій Дніпровсько-Донецької та Причорноморської западин.

У *олігоценову епоху* зазнали чергової трансгресії моря з боку Кримсько-Кавказької акваторії. Це олігоценове море досягало на півночі широти м. Мелітополя і мало безпо-

середній зв'язок з океанічним резервуаром. Воно характеризувалося нормальною солоністю і тепловодністю, що сприяло широкому розвитку різноманітних представників стеногалінних молюсків, форамініфер, острокод, коралів, моховаток, морських їжаків, крабів, а також ламноїдних акул. Північна прибережна його частина являла собою низовинний суходіл з субтропічною рослинністю. На прибережному мілководді цього олігоценового морського басейну відбувалося формування унікальних покладів марганцевих руд, які є основою Нікопольського марганцевого басейну. Проте вже у другій половині олігоценового часу море почало мілішати, порушилися його зв'язки з океаном і, як наслідок, басейн почав опріснюватися. Але вже у пізньому олігоцені палеогеографічні зв'язки з океанічним резервуаром Неотетису відновлюються, і басейн знову набуває нормального морського режиму розвитку. Ця регресія була недовготривалою, і приблизно 32, 8 млн. років назад знову відбувся відступ моря на південь. Під кінець палеогену його берегова лінія досягала широти м. Херсона.

**Неогеновий період** у межах території України характеризується перевагою континентальних умов породоутворення. Це було зумовлене суттєвою структурно-тектонічною і ландшафтно-кліматичною перебудовою, спричиненою ліквідацією внаслідок альпійського тектоорогенезу Карпатської геосинкліналі. В цей час виникли гірські споруди Карпат і Криму, а також своєрідні залишкові морські басейни в Передкарпатті, Закарпатті, південній та південно-західній частинах України. Останні зникли наприкінці неогену, близько 2 – 2,5 млн. років назад і від них залишилися лише басейни Чорного та Азовського морів.

На початку *міоценової епохи* на території Дніпровсько-Донецької западини та сусідніх районів існував мілководний морський басейн, який утворився внаслідок транс-

гресії моря з боку Кримсько-Кавказької палеогеографічної провінції. Цей басейн дуже швидко перетворився на опріснене море-озеро і величезну алювіальну рівнину, де подекуди формувалися поклади бурого вугілля і сапропеліту. Наприкінці міоцену під впливом азидного клімату водні басейни зазнали висихання і в пересихаючих солонуватих озерах в *понтичний час* утворилися так звані червоно-бурі глини, які користуються значним поширенням в межах не тільки Дніпровсько-Донецької западини, але й центральної частини Українського щита. В *пліоценову епоху* охарактеризовані райони України знаходилися в зоні теплого гумідного клімату. Тут формувалися досить потужні алювіальні товщі, а після зміни в *плейстоцені* гумідного клімату аридним вони стали ареною накопичення так званої лесової формації.

На теренах Західної України початок міоцену закарбувався у формуванні Передкарпатського та Закарпатського прогинів. На ранніх стадіях розвитку в них формувалися потужні (до 2 – 3 км) моласові соленосні товщі. В Закарпатті цей період ознаменувався також активним вулканізмом, який тривав майже впродовж всього неогену і спричинив виникнення Вигорлат-Гутинського пасма. Слід також зазначити, що морський басейн, який виник на території Закарпаття на початку міоцену, наприкінці цієї епохи перетворився на велике прісноводне озеро.

У межах Передкарпатського прогину та на території прилеглих платформених районів майже до 13 млн. років назад існували мілководні басейни з нормальною солоністю води, які мали зв'язок з Середземноморською акваторією. Кліматичні та палеогеографічні умови сприяли широкому розвитку різноманітної біоти, серед якої не останнє місце займали рифоутворюючі організми, які обумовили утворення таких своєрідних рифових споруд, як Подільські толтри.

Південні райони України (Причорноморська западина, рівнинний Крим, схили Українського щита, окраїни Донбасу) протягом міоценової епохи неодноразово покривалися морськими водами, які наступали з боку Середземноморської акваторії. Це були тепловодні з середньорічною температурою поверхневого шару 15 – 20 °С, дещо опріснені морські басейни. Максимум цієї міоценової трансгресії припав на сарматський час. Це сарматське море вирізнялося різноманіттям фауни. Окрім своєрідних евригалінних моллюсків, серед яких переважали кардіум, мактра, тапес, донакс, в ньому формувалися моховаткові рифи, а також мешкали кити-цететерії і тюлені. Його берегова лінія стикалася зі специфічним лісостепом. У низовинному узбережжі в лісах росли болотний кипарис, вільха, біла верба, а на підвищеному суходолі – сосна, ялина, береза, дуб, клен, бук, липа, горіх, платан, тюльпанове дерево та інші листопадні форми. Різноманітним був і тваринний світ лісостепу. Тут проживали газелі, безрогі носороги, жирафи, мастодонти, страуси та інші представники гіпаріонової фауни (рис. 2.13).

Другий суттєвий наступ моря на південні райони України мав місце у *понтичний час* (близько 6,5 – 5,0 млн. р. назад). У результаті цієї трансгресії на півдні України (Причорноморська западина, рівнинний Крим, схили Українського щита, окраїни Донбасу) утворився мілководний опріснений басейн, в якому відбувалося формування черепашкових і оолітових вапняків та накопичення піщано-глинистих відкладів, а фауністичний світ цього басейну був представлений остракодами, форамініферами, різноманітними моллюсками і прісноводними рибами, такими, як осетр, сом, щука, окунь, лин, в'юн та інші. З півночі це понтичне море оточував своєрідний лісостеп з рисами савани, де жили гіпаріони, носороги, верблюди, мастодонти, динотерії та інші представники міоценової фауни.

На межі міоцену і пліоцену, тобто 5 млн. років тому, розпочалося вивільнення з під рівня моря значних територій півдня України і формування потужних річкових долин та прибережно-аккумулятивних рівнин. В цей час також було започатковано формування основних обрисів сучасної гідрографії території України. Проте в межах Керченського півострова та сусідніх територіях східного Приазов'я у депресійних пониженнях рельєфу впродовж *кімерійського часу*, ще збереглися залишкові від понтичного моря замкнені опріснені басейни в яких завдяки сприятливим теплим кліматичним умовам відбувається формування покладів залізної руди. В інших районах Причорномор'я в цей час виникають глибокі ерозійні жолобоподібні депресії, які контролюють зони глибинних розломів таких як Одеський, Очаківський та інші. Ці депресії в подальшому були заповнені піщано-глинистими відкладами.

Таким чином, під кінець неогенового періоду практично вже були сформовані всі основні сучасні орографічні елементи території України.

**Четвертинний період** геологічної історії України, який розпочався 2 млн. років назад і триває до сьогоднішнього дня, закарбувався здебільшого у континентальних відкладах. Характер останніх значною мірою був підпорядкований не стільки тектонічним, як кліматичним змінам, які безпосередньо впливали на хід екзогенних геологічних процесів і формування сьогоднішніх фізико-географічних особливостей території.

На початку четвертинного періоду в межах південної частини України до широти м. Києва ще існувала своєрідна савана, успадкована від пліоценової епохи (рис. 2.14). Середньорічна температура не перевищувала 12 – 13 °С, що сприяло утворенню червоно-брунатних, сіро-брунатних, лугово-брунатних ґрунтів, покритих степовою рослинністю ковильно-типчакового і полинного характеру,

у складі якої домінували ксенофільні форми. Північніше від Києва знаходилася зона лісостепу. Серед лісових фітоценозів переважали сосна, дуб, в'яз, липа, граб. Для суто степових ландшафтів були притаманні злаки, лободові, хрестоцвіті, бобові.

Тваринний світ південної частини України на початку четвертинного часу представляли мастодонт овернський, слон Громова, гіпаріон, кінь Стенозна, етрусський носоріг, верблюд, шаблезубий тигр (махай род), страус тощо. Річкові акваторії населяли теплолюбні різноманітні шарівки, своєрідні скульптуровані черевоногі молюски (фаготія). В озерах проживали характерні легеневі молюски, ставковики, численні котушки, які вели амфібіальний спосіб життя. Рослинність річкових долин та приозерних ділянок була представлена болотним кипарисом, восковиком, осоковими, жовтоцевими та сумаховими.

На півночі України у цей час основними представниками тваринного світу були характерні види биків, коней, оленів, дрібних гризунів, а також хижаків серед яких зустрічалися печерний лев, борсук, ласка, куниця та інші.

Початок власне четвертинного періоду, а точніше *плейстоценової епохи*, ознаменувався відчутним похолоданням. Середньорічна температура в південних регіонах України знизилася до  $+6^{\circ}\text{C}$ , а в північних – до  $+3^{\circ}\text{C}$  (рис. 2.17). Така зміна клімату була спричинена початком так званої чаудинської регресії Чорного моря.

У *ранньоплейстоценовий* час в межах України вже чітко проявилися ландшафтно-кліматичні зони. Північну частину її території займала лісова зона, яка в південному напрямку змінювалася лісостеповою і степовою. Північна межа останньої проходила приблизно по широті Запоріжжя – Кіровоград – Луганськ.

Розділ(Фаза)		Етап ("Горизонт")	Клімат			Археологічна шкала	Характерні стоянки древньої людини		
Ланка(Доба)	Абсолют. вік (тис. років)		Холодний	Сучасний	Теплий				
П І Л І П І Ц Е Н	Пізня	10				Залізо Бронза Євсоліт	Межиричі, Мізині Пушкарі, Ключи, Осокорівка, Липа, Гінці, Тимонівка		
		20				Причорно- морський		Неоліт Мезоліт Азель	
		30				Дофнінський	Пізній палеоліт (Мадлен, Солюгре, Орин'як)	Куличівка Радомишль Володимирівка	
		50				Бузький			
		60				Витачівський			
		Середня				80	Удайський	Середній палеоліт (Муст'є)	Молодова Буковинська, Холодна Балка Кам'янка Дніпровська Кодак Киїк-Коба
						110	Прилуцький		
						130	Тясминський		
						180	Кайдацький		
		Рання				270	Дніпровський	Ранній палеоліт	Ашель
	410		Завадівський						
	520		Тилігульський						
	650		Лубенський						
	780		Сульський						
920	Мартоносський								
Пізня	1000	Приазовський	Дошель	Шель	Городище Лука-Врублевська				
	1400	Широкин- ський				Шутнівці Королево			



Рис. 2.17. Крива мінливості клімату на території України упродовж четвертинного періоду (за С.А.Морозом)

1 – територія північної України; 2 – територія південної України.

В її межах переважали рівнинні степові ландшафти, формувалися жовто-палеві лесові породи, потужність яких місцями досягала до 3 м, а в річкових долинах – потужні (до 8 м) товщі алювіальних відкладів. На суходолі домінували ксерофітні злако-полинні асоціації, характерні для так званого “холодного степу”, і тільки у долинах річок та в балках траплялися невеликі масиви широколистої флори, серед якої переважали дуб, граб, ясен і тополя.

Тваринний світ включав слона В’юста, широколобого лося, носорога Мерка, коня Мосбаха, бізона Шетензака, ведмедя Денінгера, різноманітних гризунів тощо.

Лісостепова ландшафтно-кліматична зона простягалася до широти Черкаси – Полтава. Рельєф цієї зони в значній мірі успадкував пізньоплеоценові ландшафти, які характеризувалися незначними абсолютними висотами та широкими неглибокими річковими долинами. Такі палео-географічні умови сприяли формуванню товщ, потужністю до 5 м, сизо-палевих лісів і лезоподібних суглинків, а в річкових долинах - піщано-глинистих відкладів, потужність яких досягала до 10 м. У фітоценозах переважали сосна, береза, вільха, тополя, лободові, полинні та злакові рослини. Тваринний світ представляли бізон Шетензака, гігантський олень, носоріг Мерка, куниця лісова, карликовий ведмідь і різноманітні гризуни.

Лісова зона займала північну частину платформеної України. Вона характеризувалася рівнинно-аккумулятивними формами рельєфу, формуванням товщ, потужністю до 5 м, палево-жовтих і сизо-палевих лезоподібних суглинків, переважно озерного походження, а також піщано-глинистих алювіальних відкладів. Ліси були представлені сосною, ялиною, березою, вільхою, ліщиною тощо, а трав’янисті фітоценози складали осокові, лободові, зонтичні, сфагнові та мохи. Тваринний світ цієї зони включав бізонів, носорогів, слонів, гризунів, болотних птахів і ам-



фібій. Річки та водоймища населяли щука, окунь, жерех, судак і представники корошових риб.

У віковому діапазоні 920 – 780 тис. років тому клімат південної частини України наближався до субтропічного з середньорічними температурами  $+12 - +14$  °С. Північніше широти Житомир – Прилуки – Ромни – Недригайлів мало місце зниження середньорічних показників температури до  $+9 - +11$  °С, а річна сума атмосферних опадів тут становила 800 – 1000 мм. Такі кліматичні умови сприяли розвитку рудих глинистих відкладів. Сьогодні це так звані поховані ґрунти, потужність яких досягає до 5 м. Останні в південному напрямку заміщувалися темно-кольоровими оглеєними луковими ґрунтами, а в самих південних районах переважали їх червоно-брунатні відміни. У межах річкових долин накопичувалися алювіальні піщано-глинисті відклади, середня потужність яких досягала до 15 м.

Упродовж зазначеного вікового діапазону, який називають *мартоноським термохроном*, в басейні Дунаю на місці Середньодунайської низовини панували лісові ландшафти, а в межах Нижньодунайської – лісостепові. Клімат нагадував сучасний клімат Середземномор'я з річною сумою атмосферних опадів 750 – 850 мм. Рослинний світ лісостепової та степової зон мартоноського часу представляли сосна, береза, вільха, ліщина, липа, граб, дуб, злакові, полинні, лободові та бобові. У степовій зоні переважали асоціації злакових, полинних, складноцвітих, а в заплавах лісах росли сосна, дуб, рододендрові. Територію Надпорожистого Придніпров'я і до південних відрогів Подільської височини покривали широколисто-хвойні ліси, які в південному напрямку поступово змінювалися лісостеповими ландшафтами, котрі на початку раннього плейстоцену займали значну частину теперішнього Південноукраїнського степу. Основними представниками тогочасного тваринного світу були слони, носороги, бізони, бабаки, ховрахи то-

що. Особливої уваги заслуговує той факт, що вже у мартоноський час південні райони України почали заселяти архантропи. Сліди їх життєдіяльності зафіксовано поблизу с. Шутнівці на Подністрівщині та у с. Королево у Карпатах.

Мартоновське потепління у так званій *сульський час* (780 – 650 тис. років тому) змінилося похолоданням коли, середньорічна температура у північних районах знизилася на широті м. Києва до +6 °С, а на півдні України (широта Запоріжжя) – до +8 °С. Це призвело до формування у межах північної лісової ландшафтно-кліматичної зони, південна межа якої проходила по лінії Тернопіль – Черкаси – Конотоп, палево-жовтих лесоподібних суглинків, потужність яких досягала 3 м. Лісостепова зона у цей час змістилася до широти Кіровоград – Дніпропетровськ – Ізюм і характеризувалася перевагою світлих лесоподібних суглинків, які утворювали товщі потужністю до 1 – 5 м. Для південної степової зони були властиві темнозабарвлені лесоподібні суглинки, потужність яких не перевищувала 2 м. У межах річкових долин відбувалося накопичення товщ, потужністю до 2 м, алювіальних і озерних піщано-глинистих відкладів.

Похолодання призвело до змін у рослинному покриві. В межах лісової зони переважали сосна, ялина, береза та вільха, а у відкритих заплавах річок росли лободові, зонтичні, мохи і папороті. У лісостеповій зоні переважали граб і дуб, а хвойні займали підпорядковане положення. Трав'янисту рослинність тут представляли злакові, полинові та бобові. Для степової зони були характерні злаково-трав'яністі ценози. Окрім того, тут місцями мали місце і невеликі лісові масиви, в яких переважали дуб, ясен та ліщина.

Тваринний світ сульського часу представляли слон, носоріг, кінь, ведмідь, бізон, які населяли степову та лісостепову ландшафтно-кліматичну зони, де поряд з ними іс-

нували полівки, ховрахи та інші дрібні ссавці. У лісовій зоні переважали великі олені та лосі.

Протягом сульського часу на півдні України продовжували проживати архантропи. Їхні стоянки виявлені в басейні ріки Бодрак Кримського півострова, а також біля с. Лука-Врублевська на Подністровщині.

Істотні зміни ландшафтно-кліматичних умов на території України відбулися в період так званого *любенського часу*, який охоплює віковий діапазон 650 – 520 тис. років тому. Цей час характеризується потеплінням і збільшенням вологості клімату, коли середньорічні температури північних і південних районів були близькими до сучасної доби. Такі кліматичні умови сприяли значному розширенню меж лісостепової зони і формуванню чорноземоподібних ґрунтів. У північних лісових районах переважали малопотужні руді, місцями чорноземоподібні ґрунти, а в південному степу домінували своєрідні рудувато-брунатні відміни. Для Середньодунайської низовини були характерні лісові ландшафти, а в межах Нижньодунайської низовини панівне положення належало степовим ксерофітним ландшафтам.

Рослинний світ лісової зони, яка охоплювала значну частину території басейнів Дніпра та Дністра до лінії Могилів – Подільський – Умань – Дніпропетровськ – Харків, представляли сосна, ялина, вільха, клен і граб, а серед трав'янистої рослинності панували різні злаки, лободові, зонтичні, а також траплялися папороті та сфангові мохи.

Для лісостепового Подніпров'я були характерні широколисто-соснові асоціації, серед яких переважали граб, дуб, клен, липа і сосна. Трав'яний покрив складали здебільшого злакові та лютикові.

У південних степах, північна межа яких проходила по лінії Балта – Кіровоград – Харків, домінували типчаково-ковильові злаки, полинові, розоцвіті, а в лісових масивах,

що зустрічалися в долинах рік та балок, росли каштанові, дуб і бук.

Тваринний світ любенського часу в степовій частині України представляли різноманітні гризуни, сайгаки, слон, носоріг і бізон. У лісостеповій та лісовій ландшафтно-кліматичних зонах мешкали коренезубі полівки, схожі на тарпана коні, бізони, олені Карпа, гігантські олені та європейські косулі.

Архантропи в цей час вже розселилися далеко на північ, що підтверджується їхніми стоянками, виявленими поблизу с. Городище на Житомирщині.

Близько 520 тис. років тому Україна зазнала найбільш значного за весь ранньоплейстоценовий час похолодання, яке збігалось з закінченням чаудинської регресії Чорного моря і тривало близько 90 тис. років (до 410 тис. р. тому). Цей період геологічної історії України відомий як *тилігульський час*.

За тилігульського термохромну середньорічні температури у північних районах не перевищували  $+3^{\circ}\text{C}$  тилігульського термохромну, середньорічні температури у північних районах не перевищували  $+4^{\circ}\text{C}$ , а на півдні становили  $+6 - +7^{\circ}\text{C}$ . Це спричинило збільшення площ лісових масивів в яких переважали хвойні та широколисті дерева. Південна межа смуги лісів проходила по лінії Хмельницький – Вінниця – Чигирин – Суми, а південна межа лісостепової зони досягнула межі Тирасполь – Ново-Миргород – Барвенково – Луганськ. Значні площі були покриті своєрідними сизувато-сірими, здебільшого озерного походження суглинками, потужність яких досягала 8 – 14 м. У південному степу переважали палево-жовті суглинки. Водночас в долинах численних рік і річок інтенсивно формувалися алювіальні відклади, потужність яких у районах Середнього Придніпров'я досягала 10 – 60 м.

Тигільське похолодання спричинило відчутні зміни серед тваринного світу. У північних районах з'явилася специфічна форма слона, яку І.Г.Підоплічко вважав пращуром мамонта, а також волохатий носоріг, вовк, лисиця, печерний ведмідь, лісова кішка, сова, заєць, бобер і лемінг копитний. У цей час архантропи з північних холодних районів змушені були мігрувати на південь, де їхні стоянки виявлені поблизу с. Лабушне на Одещині.

Слід також зазначити, що А.П. Ромадонова, М.Ф. Веклич та інші дослідники похолодання тагільського часу пов'язують з існуванням так званого *окського* покривного зледеніння, яке, на їх думку, охоплювало Сянсько-Дністровське межиріччя, Волинське Полісся і долину Дніпра до широти м. Канева. Південніше на території Середнього Придніпров'я та Придністров'я повинні були розташовуватися перигляціальні тундро-степові, а в Причорномор'ї – ксенофітні ландшафти.

Кінець раннього плейстоцену, відомий як *завадівський час* (410 – 270 тис. років тому), ознаменувався початком так званої евксинської трансгресії Чорного моря, яка обумовила потепління клімату. Середньорічна температура на Київщині підвищилася в порівнянні з тагільським термохроном до +10 °С, а на півдні України вона становила +14 – +15 °С. Водночас відбулася істотна зміна ландшафтно-кліматичної зональності. Лісова зона перемістилася в басейн Верхнього Дніпра, а північна межа південного степу проходила по лінії Тернопіль – Біла Церква – Суми. Теплий та вологий клімат сприяв формуванню на території Полісся та північного Придніпров'я, які являли собою рівнину з великою кількістю озер, боліт та лук, своєрідних бурих і чорноземноподібних ґрунтів, які за своїм виглядом та загальними особливостями наближалися до сучасних субтропічних.

Лісостепова зона, яка займала Середнє Придніпров'я і Придністров'я, характеризувалася наявністю лісових угруповань, представлених сосною, ялиною, березою, вільхою, ліщиною, дубом, в'язом, липою та буком. Серед трав'янистої рослинності переважали лободові, полинні, злакові та різнотрав'я лучного типу. Заселяли лісові масиви та луки *завадівського* термохрону своєрідні хохулі, землерийки, полівки, хом'яки, бобри, водяні щурі, а також зустрічалися трогонтерієві слони та великорогі олені.

У межах південних степів України в *завадівський* час відбувалося формування брунатних, червонувато-брунатних і лучна-червонувато-брунатних ґрунтів, подібних до сучасних брунатно-червоних ґрунтів характерних для регіонів з теплим і вологим середземноморським кліматом.

Рослинний покрив степової зони був представлений злаковими, лободовими, гречковими, зонтичними, а в долинах рік та балках росли сосна, дуб, граб, ясень, горіх, шовковиця, сумаха, вошанка, каштан, які складали невеликі лісові масиви.

Тваринний світ представляли коренезубі полявки, лягуриди, кроти, зінське щеня та інші дрібні хребетні, а серед великих ссавців в цей час існували довгоногий бізон, верблюд Кноблоха, великорогі олені (мегалоцерос), сайга, кінь кабал юс, еламотерійський носоріг, трогонтерієвий слон та інші.

Наприкінці *завадівського* часу відбулося погіршення кліматичних умов, що спричинило не тільки зміни у палео-географічних обстановках, але й міграцію представників тваринного світу та рослинних угруповань. На Полісі з'явилися холодостійкі сосново-березові фітоценози, а сосна, ліщина, дуб, липа та в'яз розширили свої ареоли на південь. Світ хребетних тварин суттєво не змінився, виня-

ток складає лише поповнення його зайцеподібними та лемінгами.

За завадівського термохрону відбулися корінні зміни в еволюції древньої людини. В цей час з'явилися палеоантропи, які швидко заселили рівнинну частину України. Їхні стоянки виявлені біля сіл Старолісся, Хотилбове, Піхта, Суха Меїтка на Житомирщині, а також поблизу с. Антонівка Донецької області.

Докорінна зміна палеогеографічних умов на території платформеної України припадає на *дніпровський час*, який охоплює віковий діапазон від 270 до 180 тис. років тому. Цей період перш за все ознаменувався так званим дніпровським зледенінням, яке спричинило не тільки зниження середньорічної температури до  $+1 - 2$  °С, але й перебудову ландшафтно-кліматичної зональності та появу своєрідних болотно-тундрових ландшафтів.

У північних районах України до лінії Рівне – Бердичів – Дніпропетровськ накопичувались моренні та флювіогляціальні відклади, які утворювали товщі потужністю до 10 м. Південніше зазначеної широти формувалися товщі потужністю 1,5 – 4,0 м жовтувато-палевих лесоподібних суглинків. Такий склад літо основи обумовив зміни у фітоценозах території України. В межах лісової та лісостепової зон домінували холодостійкі сосни, береза, вільха і верба, а у відкритих заплавах росли лободові, зонтичні, осокові, сфангові та зелені мохи і папороті. Асоціацію ссавців тут була представляли копитний і сибірський (обський) лемінги, північний олень, шерстисті носороги, бізони, вівцебики, специфічні різновиди кабалоїдних коней, а також з'явилися справжні мамонти (рис. 2.15).

У межах степової зони впродовж дніпровського часу вододільні частини території займали полинні, злакові та інше різнотрав'я, а для долин були характерні невеликі лісові масиви де росли береза, дуб, в'яз і липа. Фауна ссавців

включала різноманітних гризунів, підвиди кабалоїдних коней, гієн і печерних ведмедів.

Істотне погіршення кліматичних умов протягом дніпровського термохрону заставили палеонтопів залишити північні райони України. Шляхи їхньої міграції залишаються невідомими так як їхні стоянки не виявлені, можливо, на час зледеніння вони покинули Україну.

Дніпровське похолодання змінилося потеплінням *кайдацького часу*, віковий діапазон якого вкладається у межі 180 – 130 тис. років тому. Середньорічна температура впродовж цього термохрону становила +6 °С на півночі України та +8 °С в південних районах.

Сприятливі кліматичні та палеогеографічні умови зумовили формування в межах території України чітко вираженої зональності ґрунтів. Так, території, яку сьогодні займають лісова та лісостепова зони, на той час були власитиві дерново-підзолисті, сірі та лучні ґрунти. Південніше до широти м. Каховка формувалися бурі лісові та вилугувані чорноземи, а південніше аж до Чорного моря поширювалися ґрунти, близькі до звичайних та південних чорноземів.

У кайдацькій степовій зоні, яка займала територію Північного Причорномор'я, розвивалася типова степова рослинність з байрачними лісами, в яких домінували в'яз, дуб, береза, липа, ліщина, кизил і верескові. У лісостеповій зоні, яка розташовувалася північніше, в лісових масивах переважали соснові (ялина, сосна) та широколисті (дуб, в'яз, граб), а ділянки між ними займали злакові. Перехід від лісостепових ландшафтів до лісових був поступовим і проходив в межах лінії Тирасполь – Кривий Ріг – Запоріжжя – Часів Яр – Старобільськ. У лісовій зоні росли сосни, берези та вільхові, а серед трав'янистої рослинності були поширені лободові, складноцвітні, жовтцеві, рогозові тощо. Лісові ландшафти домінували в басейні Верхнього



Дніпра, а також охоплювали територію Середнього Придніпров'я і Придністров'я. Видовий склад рослинності був схожий на рослинний покрив теперішньої Середньодунайської низовини і південного передгір'я Карпат.

Фауна хребетних ландшафтно-кліматичних зон кайдацького термохромну за систематичним складом відрізнялася від дніпровського часу відсутністю представників тундрових форм (північний олень, росомаха), а лемінги збереглися лише у найбільш північних районах.

З настанням *тясминського часу*, який тривав 20 тис. років (130 – 110 тис. р. тому), на території України відбулося чергове погіршення кліматичних умов у бік похолодання. У північних районах приблизно до широти м. Канева середньорічна температура знизилася до +2 °С, а на півдні – до +5 °С.

Лісова ландшафтно-кліматична зона, в якій відбувалося формування темно-палевих і світло-сірих лесоподібних суглинків, на той час займала практично всю північну частину України. Південна її межа проходила по лінії Вінниця – Кіровоград – Полтава. Серед лісових угруповань переважали сосна, ялина, береза і вільха. На відкритих заплавах річок проростали лободові і жовтцеві.

Лісостепова та степова зони, які займали відповідно південні терени України, характеризувалися розвитком бурувато-палевих, бурувато-сірих, бурувато-брунатних, брунатно-бурих лезоподібних суглинків, а в долинах річок відбувалося накопичення озерних і алювіальних піщано-глинистих відкладів, які утворювали товщі потужністю до 10 – 15 м. У лісостеповій зоні рослинний світ був представлений масивами, де переважали дуб, в'яз та липа, а з трав'янистих угруповань – злаки та полини. Рослинні асоціації степової зони склалися здебільшого зі злаків та полинів, а в долинах річок і балках мали місце невеликі лісові масиви, де росли дуб і лох.

Територію лісової та північної частини лісостепової зони заселяли представники тундрових видів – лемінги, північні олені, мамонти і шерстисті носороги. В південних районах України переважали полівки, бізони, коні та інші представники степової зони.

За даними І.В.Мельничука, в басейні Верхнього Дніпра у тясминській час існували відкриті тундрово-степові та тундрово-лісостепові ландшафти. На території Середнього Придніпров'я і Придністров'я панували степові з ксерофільним різнотрав'ям, а у долинах річок – лучні та болотно-тундрові ландшафти з бідною трав'янистою рослинністю. В межах Причорномор'я переважали степові ксерофітні ландшафти, характерні для помірно холодних кліматичних зон.

Холодний клімат тясминського термохромну сприяв розселенню палеоантропів на півдні України, куди вони, мабуть, повернулися після дніпровського зледеніння. На це вказують виявлені поблизу Кам'янки-Дніпровської на Запоріжжі, Кодаку на півдні Дніпропетровщини, а також в районі с. Кийк-Коба у Криму стоянок цих предків людини.

За *прилуцького часу*, який змінив тясминський і тривав 30 тис. років (110 – 80 тис. років тому), на території України наступило найвідчутніше у середньому плейстоцені потепління з середньорічними температурами, які на +2 °С перевищували сучасні. Це, в першу чергу, сприяло розширенню площі степової і лісостепової зон. Лісові масиви того часу переважали на території Українського Полісся. В них окрім сосни та берези, росли дуб, липа, граб, в'яз, ясен і ліщина. На території Середнього Придніпров'я та Придністров'я ширилися хвойно-широколисті ліси, які покривали вододільні ділянки, утворюючи своєрідний ландшафт лісостепу. Рослинність степової зони за прилуцького часу відрізнялася порівняно багатим флористичним складом. У складі трав'янистих угруповань переважали

різнотрав'я, злакові, губоцвіті, подорожникові, лободові і полинні. Лісові масиви займали невеликі за площею ділянки у долинах річок та в балках. Основними їх представниками були дуб, липа, в'яз, граб, але в незначних кількостях зустрічалися також сосна, береза і ліщина.

Серед ссавців в цей час домінували мамонт, волохатий носоріг, печерний ведмідь та різноманітні дрібні гризуни.

Палеоантропи (неандертальці) впродовж прилуцького часу селилися здебільшого на півдні та південному заході України. Їхні стоянки виявлені поблизу м. Судака в Криму (район мису Меганом), у гроті Шайтан-Коба, розташованого в Холодній балці, що поблизу Бахчисараю, а також на околиці с. Молодова Буковинська Чернівецької області.

Погіршення палеогеографічної обстановки в межах платформеної України, зумовлене гігантською регресією Чорного мор'я, відбулося за *удейського часу* (80 – 60 тис. р. тому) пізньоплейстоценової доби. Для цього часу був властивий чітко виражений континентальний клімат з холодними зимами і помірно теплим літом з незначними кількостями опадів. Середньорічні температури становили +3 – 4 °С на півночі і +5 – 6 °С на півдні України. Основу частину її території займали ліси та степи, розділені незначною смугою лісостепу. Переважали степи ксеротичного типу, у північній частині степової зони та на півдні лісостепу панували полинові, злакові, лободові трав'янисті угруповання, які доповнювали ефедри та різнотрав'я. Деревовидну рослинність в цих зонах представляли дуб, граб, в'яз, ліщина, на півночі росли сосна та береза. Слід зазначити, що площі удейських лісових масивів у лісостеповій та степовій зонах порівняно з прилуцьким термохроном значно зменшилися. Вони зустрічалися лише на схилах річкових долин, у глибоких балках і ярах. У лісостеповій зоні, північна межа якої досягала широти Канева, на лісових

терасах і байраках росли соснові ліси з домішками широколистих порід. Суттєво лісова зона займала територію Українського Полісся, яке суцільно було вкрите сосною, ялиною, березою та вільхою, а невеликі відкриті ділянки – жовтецевими, лободовими та різнотрав'ям.

Видовий склад удейської фауни містить роди і види тварин, які існують і сьогодні. У південній частині лісової і лісостепової зон селилися сучасні види гризунів (полівки, білки, ховрахи, лемінги), зайцеподібні, а також різноманітні види великих ссавців (рис. 2.16), які пізніше вимерли (мамонт, шерстистий носоріг, гігантський олень, печерний ведмідь, вівцебик, зубр).

Удайський термохрон змінився *витачівським часом*, який тривав 10 тис. років (60 – 50 тис. р. тому) і характеризувався потеплінням клімату. Середньорічна температура була вищою за сучасну, що разом з відносно високою вологістю сприяло формуванню бурих лісових, темно-бурих, брунатно-рудих, сірувато-брунатних і червонувато-бурих ґрунтів.

Степова зона витачівського термохрону характеризувалася поширенням степової рослинності і наявністю байрачних та долинних широколистих лісів, в яких росли дуб, в'яз, граб і ліщина. На високих вододілах, засолених ділянках, сухих схилах ярів розвивалися ксерофільні трав'яні асоціації, представлені полиновими, ковиловими і злаковими. Деревні рослини домінували на півночі України. У лісостеповій зоні панівне положення належало широколистим, а у лісовій – хвойним.

У витачівський час серед ссавців домінували мамонти, шерстисті носороги, своєрідні різновиди коней, ведмеді, ховрахи, полівки тощо.

В наступний *бузький час* (50 – 30 тис. років тому) відбулося чергове погіршення кліматичних умов у вік відчутного похолодання. Середньорічна температура у північних

районах до лінії Хмельницький – Канів – Полтава становила  $+3^{\circ}\text{C}$ , а південніше вона не перевищувала  $+6^{\circ}\text{C}$ . Такі кліматичні умови сприяли формуванню у північній та середній частинах платформеної України лесів і піскуватих лезоподібних порід палевого та жовто-палевого кольору з 2 – 5 метровими гумосовими прошарками у нижній частині товщ, потужність яких досягала 10 м.

Лісова та лісостепова рослинність бузького часу глибоко проникала на територію сучасного степу і досягала Приазов'я, а такі представники північних лісів, як сосна, вільха, клен, береза і липа складали значний відсоток лісових масивів Причорномор'я. В цих районах досить поширеними були чагарникові (ліщина, кизил, верескові) та різнотрав'я (лободові, полинові, складноцвіті, хрестоцвіті, злакові).

Досить своєрідною була і бузька фауна. Тут, як і протягом удейського часу, проживали представники тваринного світу тундрової природної зони (обський і копитний лемінги, великі вузькочерепні полівки), і поряд з ними існували степові ховрахи та лісова темна полівка. Окрім того серед великих ссавців домінували мамонт, шерстистий носоріг, песець, вівцебик, північний олень, бізон, росомаха, а серед птахів – біла куріпка і полярна сова.

Протягом бузького термохрону на значній території України формувалися перигляціальні ландшафти, пов'язані з існуванням валдайського льодовикового покриву. Панував суворий, холодний сухий клімат, і переважали кріогенні процеси. Це був несприятливий для органічного світу час, який, окрім холодного клімату, характеризувався ще і наявністю частих лесотворних пилових буревіїв. На користь останнього припущення свідчать поховані в лесовій товщі стоянки палеоліту, виявлені поблизу сіл Володимирівна на Чернігівщині та Куличівка на Волині, а також біля м. Радомишль Житомирської області.

У басейні Верхнього Дніпра ландшафти були подібні на сучасні субарктичні пустелі, котрі в південному напрямку змінювалися тундро-лучно-лісостеповими ландшафтами. На Середньому Придніпров'ї та Придністрів'ї на широті лінії Могилів-Подільський – Кіровоград – Красноград – Харків домінували тундро-лісостепові ландшафти. Кліматичні умови Волинського Поділля в бузький час нагадували теперішній клімат Тунгуської провінції Сибіру. Тут найнижча температура становила  $-20^{\circ}\text{C}$ , а у літні місяці підвищувалася до  $+7 - 8^{\circ}\text{C}$ , при цьому середньорічна кількість атмосферних опадів не перевищувала 250 мм. Територія Причорномор'я у бузький час нагадувала своєрідний степ з сухим і помірно холодним кліматом.

Поліпшення кліматичних умов на території України відбулося у дофінівський час (30 – 20 тис. років тому). У цей час середньорічні температури становили на півдні  $+10^{\circ}\text{C}$ , а на півночі  $+7^{\circ}\text{C}$ . Такі кліматичні умови сприяли формуванню так званих дофінівських викопних ґрунтів, які характеризуються підвищеною карбонатністю і збагаченням легкорозчинними солями та гіпсом. На Поліссі і в Причорномор'ї формувалися чорноземоподібні та чорноземні ґрунти. У північно-східних районах були поширені бурі глейові ґрунти.

Вже у дофінівський час на території України чітко визначилася рослинна зональність. Для північних районів (широта Білої Церкви) були характерні лісові асоціації у складі яких домінували сосна, ялина, береза і вільха. В межах Над порожистого Придніпров'я деревні рослини були представлені сосною, березою, дубом, ліщиною, липою і грабам, а трав'янисті угруповання – різноманітними видами складноцвітних, лободових, жовтоцевих, папоротей та справжніх мохів. В південному степу невеликі лісові масиви складали дуб і липа, а з трав'янистих представників рослинності переважали злаки, полини і розоцвітні.

Серед хребетних у дофінівських степах домінували кріт звичайний, зінське щеня, крапчастий ховрах і звичайний хом'як. У лісостеповій та лісовій зонах поряд з великими ссавцями, панівне положення серед яких належало бізону, туру та звичайному коню, мешкали хохла, лісова полівка, садова соня та інші дрібні гризуни.

У дофінівський час на Лівобережній Україні та сусідніх районів продовжувалося формування Дніпровської річкової системи, яке розпочалося ще наприкінці бузького термохромну.

Під кінець плейстоценової епохи у *причорноморський час*, тривалість якого складає 10 тис. років (20 – 10 тис. років тому), в межах України відбулося чергове похолодання. Середньорічні температури на півночі країни становили +5 °С, а в південних районах – +9 °С. Помірно прохолодний і зволожений клімат сприяв формуванню лесоподібних суглинків жовто-палевого, палевого, палево-брунатного кольору. Такі кліматичні умови призвели до виродження в лісовій зоні теплолюбивої флори, і в лісах того часу домінували сосна, береза, вільха та верба. Серед трав'янистої рослинності переважали різні злаки, лободові, жовтцеві, траплялися папороті, а також сфангові і зелені мохи. Ландшафти лісостепової та степової зон зберегли загальні риси дофінівських.

Для степів півдня України були характерні сучасні гризуни (хом'яки, ховрахи, полівки), коні, тури та інші ссавці, які водяться і сьогодні. У лісовій та лісостеповій ландшафтно-кліматичних зонах мешкали зубри, олені, косулі, а також ще збереглися мамонти та шерстисті носороги.

Природні умови причорноморського термохромну характеризувалися значною мінливістю. Під час так званого потепління Бьолінга (12,4 – 12,1 тис. років тому) у басейні Верхнього Дніпра значного поширення набули сос-

ново-ялинові та сосново-березові ліси, дрібні водойми поступово заростали, що призводило до формування торфовищ. Упродовж вікового діапазону 12,1 – 11,9 тис. років тому клімат змінився у бік похолодання, що спричинило зникнення широколистих порід дерев, а з настанням наступного потепління (11,9 – 11,1 тис. років тому) мішано-лісові ландшафти поширилися до широти м. Дніпропетровська. Чергове похолодання, яке тривало від 11,1 до 10,3 тис. років тому, призвело до виникнення в північній частині України і в межах Середнього Придніпров'я та Придністров'я своєрідних холодних ксерофітних ландшафтів. В Причорномор'ї протягом зазначеного часу холодні степові ландшафти чергувалися з лісостеповими, що виникли під час потепління.

Упродовж причорноморського термохромну в північних районах України селилися неоантропи (кроманьйонці), сліди життєдіяльності яких виявлені поблизу сіл Мізин, Пушкарі, Клюси, Осокорівка на Чернігівщині, Липа на Волині, Гінці на Полтавщині, а також Межиріччя на Черкащині.

У *голоценові епоху*, яка розпочалася 10 тис. років тому, на території України почали формуватися сучасні ландшафтно-кліматичні зони, річкові системи та акваторії Чорного й Азовського морів. Існуючі екосистеми, які впливають з наведеної геологічної історії території України, є результатом складних еволюційних перетворень упродовж всієї історії розвитку Землі. В основі цих перетворень протягом всієї геологічної історії завжди лежали геологічні процеси, які не тільки формували гірські породи і структурні елементи, але й прямо впливали на зміни кліматичних умов, розвиток органічного світу тощо, тобто безпосередньо обумовлювали особливості географічного середовища в цілому і ландшафтно-кліматичних зон зокрема. Поява в антропогені *людини* спричинила суттєві зміни у просторо-



во-часових закономірностях розвитку ландшафтно-кліматичних зон і з кожним роком завдяки інтенсивному росту на довкілля техногенного навантаження ця тенденція набуває провідного значення у формуванні екосистем. Останні прямо підпорядковані змінам абіотичних факторів і дуже швидко трансформують ці зміни та їхні наслідки у мінливість своїх характеристик та строків існування взагалі. З цього можна зробити висновок, що подальший розвиток нашої планети прямо залежить від узгодженого розвитку природних і техногенних процесів. У зв'язку з цим при прогнозуванні подальшої еволюції існуючих екосистем на території України необхідно насамперед враховувати історичну тенденцію їхнього становлення і мінливості залежно від змінності ландшафтно-кліматичної (екологічної) основи, яка сьогодні невпинно зазнає антропогенного тиску через інтенсивний розвиток техногенезу. Як ілюстрацію зазначеного вище можна навести приклад прогнозних змін кліматичних умов.

Вважається, що міжльодовиковий оптимум голоценового часу відбувся 5 – 6 тис. років тому, і нове зледеніння може проявитися у найближчі тисячу років. Проте сьогодні вже ціла низка факторів свідчить про можливість планетарного потепління, першопричиною якого є інтенсивне насичення атмосфери вуглекислим газом. Підраховано, що за умови подальшого зростання вмісту останнього можливе підвищення середньорічної температури на 1,5 – 2,0 °С, а це призведе до зміщення в північні райони України ландшафтно-кліматичних зон на 150 – 200 км і до формування в Причорномор'ї напівпустельних ландшафтів. Підвищення середньорічної температури на 3 – 4 °С, яке вчені прогнозують через 30 – 50 років, матиме для території України непередбачені наслідки.

З наведеного прикладу чітко впливає, що подальші історико-геологічні і, відповідно, географічні зміни не

тільки на території України, але й на нашій планеті взагалі, прямо залежать від мудрої діяльності людини і від характеру взаємовідношення техногенних і природних процесів та явищ.

### *Запитання для самоконтролю*

*1. Охарактеризуйте загальні риси розвитку території України в докембрії.*

*2. Розкрийте риси геологічної історії території України в ранньому палеозої?*

*3. Які складчасті структури України сформувались упродовж герцинської (вариської) фази складчастості?*

*4. Охарактеризуйте історико-геологічні події на території України впродовж палеозойського часу.*

*5. Коли і під впливом яких планетарних геологічних подій відбулося формування Карпат і Гірського Криму?*

*6. Розкрийте загальні особливості геологічного розвитку території України у палеогені.*

*7. Які комплекси порід формувалися в межах території України у неогеновий час і цим це було спричинено?*

*8. Охарактеризуйте кліматичну мінливість на території України впродовж четвертинного часу.*

## ЛІТЕРАТУРА

1. Атлас “Геологія і корисні копалини України” / Гол. ред. **Л.С.Галецький** – Київ: Інститут геологічних наук НАН України, УІЦПТ “Геос-XXI століття”, 2001. – 168 с.
2. Геология СССР. Т. 5. Украинская ССР и Молдавская ССР / Гл. ред. **Антропов П.Я.** – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 943 с.
3. Геологическая история территории Украины. Докембрий / Отв. ред. **В.А.Рябенко.** – К.: Наук. думка, 1993. – 187 с.
4. Геологическая история территории Украины. Палеозой / Отв. ред. **Д.П.Цегельнюк.** – К.: Наук. думка, 1993. – 199с.
5. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита / Ред. **Е.М.Лазько.** Объяснительная записка. – К.: Госкомгеология Украины, 1991. – 116 с.
6. **Круглов С.С., Цыпко А.К., Арсирий Ю.К. и др.** Тектоника Украины. – М.: Недра, 1988. – 254 с.
7. **Лазько Е.М.** Региональная геология СССР .Т.1. – М.: Недра, 1975. – 334 с.
8. **Милановский Е.Е.** Геология ССР. Ч.1. Введение. Древние платформы и метаплатформенные области. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 416 с.
9. **Милановский Е.Е.** Геология ССР. Ч.3. Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса. Заключение. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 272 с.
10. **Мороз С.А.** Геологія і проблеми біосфери Землі. – К.: Наук. думка, 1983. – с.
11. **Мороз С.А.** Історія біосфери Землі. Книга друга. Геолого-палеонтологічний життєпис. – К.: Заповіт, 1996. – 421 с.

12. **Паранько И.С.** Некоторые особенности развития Криворожской структуры // Геологический журнал. – 1993. – № 4. – С. 112-133.
13. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые / Отв. ред. **Е.Ф.Шнюков, Г.Н.Орловський.** – К.: Наук. думка, 1986. – 184 с.
14. **Рябенко В.А., Міхницька Т.П.** Рифей України. – К.: ІГН НАН України, 2000. – 178 с.
15. **Соллогуб В.Б.** Земная кора Украины // Геофизический журнал. – 1982. – Т.4. - № 4. – С.3 – 25.
16. **Соллогуб В.Б.** Литосфера Украины. – К.: Наук. думка, 1986. – 184 с.
17. **Соллогуб В.Б., Чекунов А.В.** Принципиальные черты строения литосферы Украины // Геофизический журнал. – 1985. – Т.7. - № 6. – С. 43 – 54.
18. **Чекунов А.В.** Структура земной коры и тектоника Юга Европейской части СССР. – К.: Наук. думка, 1972. – 176 с.

## **ДОДАТКИ**

## ТЕРМІНОЛОГІЧНИЙ СЛОВНИК

**Авлакоген** (*авлак – борозна, генезис – походження*) – лінійно витягнуті западини в фундаменті древніх платформ, обмежені регіональними глибинними розломами.

**Автохтон** – ділянка земної кори, яка залягає під насунутим на неї тектонічним покривом (*алохтоном*).

**Акритархи** – різноманітні одноклітинні мікроорганізми нествановленого походження, мають органічну облонку і внутрішню порожнину – капсулу.

**Алохтон** – комплекс гірських порід, переміщений по пологах і нерідко хвилястій поверхні від місця первинного залягання і є головною частиною покривної структури.

**Анатексис** (*ана – найвищий, тексис – розплавлення*) – процес, який веде до повного розплавлення гірських порід на місці та перетворення їх в магму.

**Антекліза** (*анти – проти, енкліно - відхиляю*) – платформове підняття площею в сотні тис. км<sup>2</sup>, ізометричне в плані, кути падіння крил пологі (< 4°).

**Антикліналь** (*кліно - похило*) – форма залягання осадових, ефузивних і метаморфічних порід (складка) у вигляді випуклого вигину замком вгору, при цьому внутрішня частина, або ядро, складена древніми порода-

ми, а зовнішня (крила) – більш молодими.

**Антропоген** (*антропос - людина*) – назва четвертинного періоду, тривалість якого становить 1800 тис. р.

**Антропоїди** – сімейство мавп, близьких за своєю організацією до людей.

**Аридний клімат** – жаркий і вологий клімат, у якому випаровування переважає над випаданням атмосферних опадів.

**Архей** – скорочена назва архейської ери, найдревнішої ери в історії Землі тривалістю 1200 млн. р. (3800-2600 млн. р.), поділяється на три еонотеми: палеоархей (3800-3400 млн. р), мезоархей (3400-3150 млн. р.) і неоархей (3150-2600 млн. р.).

**Астеносфера** (*астенос - слабкий*) – шар верхньої мантії в якому речовина знаходиться у в'язкому пластичному стані і характеризується здатністю текти.

**АстроBLEMA** – метеоритна структура на земній поверхні, сформована в результаті падіння метеорита.

**Базити** – загальна назва порід основного складу.

**Батоліт** (*батос – глибина*) – глибинне інтрузивне тіло площею в сотні км<sup>2</sup>, складене здебільшого гранітами.

**Белемніги** (*белемнон* – *громова стріла*; *за формою подібний на стрілу*) – загін десятирукх головоногих молюсків, які проживали в мезозої. Керівна форма крейдового періоду.

**Блок** (*блок* – *брила*) – ділянка земної кори, обмежена розломами.

**Боксит** (*за назвою держ. Бо, Франція*) – руда, складена з мінералів гідроксиду алюмінію – гібситу, беміту і діаспору. Сировина для отримання алюмінію.

**Валуни** – обкатані уламки та брили гірських порід розміром від 10 до 100 см.

**Вариська складчастість** – синонім герцинської складчастості, яка відбулася на кінець палеозою.

**Варисциди** – складчасті споруди, які сформувалися на кінець палеозою.

**Вік** – в історичній геології одиниця геохронологічної шкали, яка відповідає часу утворення відкладів ярусу.

**Венд** (*від назви древнього слов'янського племені*) – найбільш молода хроностратиграфічна одиниця докембрія, нижня вікова межа якої становить 650 млн.р., а верхня – 570 млн. р.

**Вендська біота** – тваринний і рослинний світ вендського часу.

**Вулкано-плутони** – синхронні ефузивно-інтрузивні комплекси зв'язані взаємоперехода-

ми та сформовані в процесі єдиного тектоно-магматичного циклу.

**Геосинкліналь** (*гео* – *земля, син* – *разом, кліно* – *нахиляю*) – ділянка земної кори, яка характеризується високою рухливістю, контрастністю тектонічних рухів, значною потужністю відкладів, магматизмом і метаморфізмом.

**Герцинська фаза складчастості** – фаза складчастості, яка завершилась в кінці палеозою.

**Герциніди** – складчасті області, сформовані впродовж проявлення однойменної фази складчастості.

**Глибинні розломи** – зони рухливого зчленування блоків земної кори та частин верхньої мантії, які їх підстеляють. Характеризуються протяжністю на сотні та тисячі км., при ширині в декілька десятків км.

**Гнейс** – метаморфічна гірська порода з характерною паралельно-сланцеватою або тонкосмугастою текстурою і складена з кварцу, калієвого польового шпату, плагіоклазу і темнобарвних мінералів. Утворюється в умовах високих ступенів метаморфізму як осадових (парагнейс), так і вулканогенних (ортогнейс) порід. Зустрічається в складі породних комплексів архейського і палеолпротерозойського віку.

**Голоцен** (*кенос - новий*) - хронологічна одиниця четвертинного періоду. Розпочався 10 тис. р.

**Гондвана** (*гонді - плем'я, Ванда - район в Індії*) - гіпотетичний материк, який існував у південній півкулі з кінця протерозю (рифей - вен) до початку мезозою і об'єднував Південну Америку, Африку, Аравію, Індію, Австралію та Антарктиду. Розпад цього суперматерика почався в кінці мезозою.

**Горст** (*нім. - підвищення, горб*) - підвищення земної кори, обмежене підкидами або скидами. Типовими прикладами горстів є щити на платформах і Український щит в тому числі.

**Грабен** - (*нім. - рів*) - опущена ділянка земної кори, обмежена скидами. зазвичай формуються по сусідству з горстами або ускладнюють великі склепінні підняття, можуть утворюватися як внаслідок активного опускання блоків земної кори, так і в результаті піднімання суміжних ділянок. Морфологічно гаребени виражені у вигляді западин; таким прикладом може слугувати Дніпровсько-Донецька западина.

**Граніто-гнейс** - граніт ультраметаморфічної природи з чітко вираженою первинною гнейсовою (гнейсовидною) текстурою.

**Гранітоїди** - загальна назва сукупності гранітів, гранодіори-

тів, плагіогранітів та їх відмін, сформованих у процесі ультраметаморфізму.

**Грануліт** - метаморфічна порода тонкозернистої структури та гнейсовидної текстури, складена кварцем, плагіоклазом, польовим шпатом, гранатом, з незначною кількістю силіманіту і кіаніту.

**Гранулітова фация метаморфізму** - характеризується високими температурами і значними тисками, характерна для палеоархею. Діагностичною ознакою є наявність піроксенів, амфіболів і гранату.

**Грауваки** - невідсортовані або погано відсортовані осадки зі значною кількістю глинистого матеріалу і уламками вулканогенних порід основного складу.

**Граувакові пісковики** - поліміктові пісковики, які складаються з уламків різних мінералів і порід, серед яких переважають уламки вулканогенних порід основного складу.

**Гумідний клімат** - вологий і теплий клімат, де кількість атмосферних опадів переважає над випаровуванням.

**Девон** - скорочена назва девонської системи і періоду (*за зовгою графтства Девон шир, Англія*). Хронологічна одиниця палеозойської ери тривалістю 50 млн. р., нижня вікова межа становить 410 млн. р., верхня - 360 млн. р.



**Дегазація магми** – відокремлення газів від магми.

**Дегідратація** – процес виділення води з мінералів і гірських порід (обезводнення).

**Діапір магматичний** – приповерхнєве магматичне тіло з покрівлею куполоподібної форми.

**Евапорити** – хемогенні осади, які утворюються в аридних кліматичних областях і представлені солями, гіпсом і ангідритом.

**Евгеосинкліналь** – найбільш рухлива частина геосинклінальної області, яка характеризується інтенсивним проявленням вулканічної активності.

**Ендербіт** – ультраметаморфічні гранітоїдні породи, близькі за складом до плагіогранітів і діоритів і характеризуються наявністю гіперстену.

**Ігнімбрит** – (ігніс – вогонь, імбер – злива) вулканічна гірська порода, виявлена Маршалом у Новій Зеландії, яка, на його думку, утворилася шляхом випадання у вигляді зливи дрібних уламків вулканічної лави.

**Ізостазія** (*Стасі – рівновага*) – стан рівноваги мас земної кори і мантії.

**Кайнозой** (*кайнос – новий*) – скорочена назва кайнозойської ери, новітньої ери геологічної історії тривалістю 65 млн. р., яка

ділиться на три періоди: *палеогеновий, неогеновий і четвертинний*.

**Калішпатизація** – метасоматичне заміщення калієвим польовим шпатом і плагіоклазом магматичних або метаморфічних порід, пов'язане з приносом у породи калію.

**Кам'яновугільний період** – період палеозойської ери тривалістю 65 млн. р., нижня вікова межа становить 360 млн. р., верхня – 295 млн. р.

**Карбон** – скорочена назва кам'яновугільної системи і періоду.

**Кварцит** – метаморфічна або метасоматична гірська порода, складена виключно з кремнезему (кварц або суміш опал-халцедон-кварц).

**Кембрій** – скорочена назва кембрійської системи палеозойської ери тривалістю 70 млн. р., нижня вікова межа становить 570 млн. р., верхня – 500 млн. р.

**Кіммерійська фаза складчастості** – друга назва «мезозойська фаза складчастості», проявилася під кінець мезозойської ери.

**Конгломерат** – осадова гірська порода, складена зцементованими обкатаними уламками порід розміром від 1 до 10 см.

**Крейда** – скорочена назва крейдової системи, періоду мезозойської ери, тривалістю 70 млн. р., нижня вікова межа ста-

новить 135 млн. р, верхня – 65 млн. р.

**Крейда** (писальна) – гірська порода, складна з кальцитових решток морських планктонних водоростей - *кокколитофорид*.

**Масив** (від лат. *Маса – брила*) – відносно жорстка, стабілізована структура, яка зазнала тривалого піднімання, більш древня, ніж облямовуючи її складчасті структури.

**Масив серединний** – стійка складчаста ділянка земної кори, що є крупним фрагментом основи, на якій відбулося закладення геосинклінальної системи.

**Магматити** – загальна назва магматичних порід.

**Мезозой** (*мезо – середній, зой - життя*) – скорочена назва мезозойської ери тривалістю 180 млн. р., нижня вікова межа становить 245 млн. р., верхня – 65 млн. р.

**Мезоліт** – середній кам'яний вік, перехідна межа між палеолітом і неолітом. Нижня вікова межа 13000 р., а верхня – 7000 р.

**Мезотетіс** – широтний палеоокеан, який розділяв Гондвану і Лавразію впродовж мезозою.

**Метаморфізм** (*метаморфоз - перетворення*) – ендегенний процес, який супроводжується зміною мінерального складу та структурно-текстурних особливостей вже існуючих порід під

впливом високих тисків і температур.

**Метасоматоз** (*соматоз – тіло*) – зміна хімічного, мінерального складу гірської породи шляхом приносу і виносу хімічних елементів під впливом гідротермальних розчинів і флюїдів.

**Мігматит** (*мігма – суміш*) – ультра метаморфічна гібридна гірська порода, яка складається з новоутвореного гранітоїдного матеріалу і вихідної породи, що не зазнала переплавлення.

**Насув** – розривне порушення, кут нахилу площини розриву (змішувача) якого складає 45-60°, а висячий блок піднятий і насунутий на лежачий.

**Наступ моря** – переміщення берегової лінії в бік суходолу при його опусканні.

**Нео** (*неос – новий*) – префікс, що означає новий, молодий.

**Неоантропи** – представники вищого щабля в еволюції людини. До них відноситься сучасна людина, яка з'явилася в палеоліті.

**Неоген** – період розвитку землі, який включає рифей, венд і весь фанерозой.

**Неоген** – скорочена назва неогенової системи, періоду кайнозойської ери. Тривалістю близько 22 млн. р., нижня вікова межа становить 23,8 млн. р, а верхня – 1,8 млн. р.

**Неоліт** – новий кам'яний вік. пізній етап розвитку культури людини кам'яного віку. Відповідає кінцю пізнього плейстоцену і початку голоцену.

**Організми анаеробні** – мікроорганізми, які розвиваються без доступу вільного кисню, а джерелом необхідного для їх життєдіяльності кисню є органічні сполуки.

**Організми гетеротрофні** – організми, джерелом живлення яких є органічна речовина.

**Організми гігрофільні** – тваринні організми, пристосовані до життя в вологих умовах.

**Організми ксерофільні** – тваринні організми, пристосовані до життя в сухого умовах.

**Організми мезофільні** – наземні організми, пристосовані до життя в перехідних між сухих та вологих умовах.

**Ордовик** (*назва від кельтського племені – родовики, які проживали на території Уельса*) – скорочена назва **ордовицької системи, періоду** палеозойської ери. Тривалість – 65 млн. р., нижня вікова межа становить 500 млн. р., а верхня – 435 млн. р.

**Ороген** (*орос – гора*) – гірська споруда (область), яка виникла на місці геосинкліналі.

**Орогенез** – горо-, рельєфоутворення.

**Палеоантропи** (*пале ос – древній, антропос – людина*) –

представник другого шабля в еволюції людини неандертальського типу, який прийшов на зміну мавпо-людей. З'явився близько 300 тис. р. тому і досяг розквіту 100-70 тис. р. назад.

**Палеоген** – скорочена назва **палеогенової системи, періоду** кайнозойської ери. Тривалістю близько 42 млн. р., нижня вікова межа становить 65 млн. р., а верхня – 23,8 млн. р.

**Палеозой** (*пале ос – древній, зой – життя*) – скорочена назва палеозойської ери тривалістю 325 млн. р., нижня вікова межа становить 570 млн. р., верхня – 245 млн. р.

**Палеоліт** – древній кам'яний вік. Етап в розвитку культури людини, який характеризується виготовленням знаряддя праці та зброї з каменю. Відповідає часу від початку четвертинного періоду до кінця пізнього плейстоцену.

**Палеоцен** – відділ палеогенової системи тривалістю 11 млн. р., нижня вікова межа становить 65 млн. р., верхня – 54 млн. р.

**Пермобільна стадія** – самий ранній етап в геологічній історії Землі, який охоплював палеоархей і характеризувався загальною тектонічною рухливістю земної кори, напівв'язким станом її речовини і потужним тепловим потоком.

**Перм** (*від древньої назви передгір'я Уралу – Пермія*) – ско-

рочена назва **пермської системи, періоду** палеозойської ери тривалістю 50 млн. р. Нижня вікова межа становить 295 млн. р., верхня – 245 млн. р.

**Платформа** – основний елемент структури континентів з відносно спокійним тектонічним режимом; характеризується наявністю фундаменту, складеного древніми дислокованими породами, та осадового чохла з субгоризонтальним заляганням порід.

**Платформа древня** – платформа, фундамент якої складений метаморфізованими породами докембрію, а чохол – відкладами фанерозою.

**Платформа молода** – платформа, яка виникла в післяпалеозойський час на місці складчастих споруд байкальського, каледонського або герцинського часу, що представляють її фундамент, а чохол складений мезокайнозойськими відкладами.

**Плейстоцен** – відділ четвертинної системи, обмежений віковими границями 1 800 – 9 000 р.

**Пліоцен** – відділ неогенової системи, тривалість якого становить 8 млн. р., нижня вікова межа – 5 млн. р, а верхня – 1,8 млн. р.

**Плита** – структурний елемент платформ першого порядку, який упродовж усієї історії геологічного розвитку платформ зазнавав поступового і стабі-

льного опускання, що визначило основну рису плити – значну потужність осадового чохла.

**Плита літосферна** – значний за розмірами блок літосфери, який знаходиться в постійному русі, пересуваючись по поверхні астеносфери від рифтових долин серединно-океанічних хребтів (*зони спредингу*), де формується первинна океанічна кора, до зон занурення океанічної кори під континентальну (*зони Бенюфа, зони субдукції*).

**Плутон** – самостійне магматичне тіло значних розмірів, яке утворилося на глибині і немало зв'язку з поверхнею.

**Поліфаціальні відклади** – відклади, які сформувалися в різних умовах.

**Прогин передовий** – лінійна, асиметрична структура в пограничній між платформою та складчастою областю зоні, заповнена моласовими відкладами.

**Протерозой** (*протерос – первинний, зой – життя*) – скорочена назва **протерозойської групи** докембрію тривалістю близько 2 млрд. р., нижня вікова межа становить 2 500 млн. р., верхня – 570 млн. р.

**Прото** (*протос – перший*) – префікс на початку складних слів для позначення первинних структур, процесів тощо; наприклад, протоконтинент – первинний континент.

**Протогей** – перша стадія геологічного розвитку Землі, яка

включає архей і палеротерозой (ранній протерозой) до рифей-вендського часу.

**Протогеосинкліналь** – первинні геосинклінальні прогини, які сформувалися вслід за нуклеарним етапом розвитку земної кори.

**Протоплатформа** – стійкі ділянки архейської кори, облямовані протерозойськими протогеосинкліналями.

**Рифей** (*рифейус* – древня назва Уралу) – хроностратиграфічна одиниця неопротерозою, нижня вікова межа якої становить 1700 млн. р., а верхня – 650 млн. р.

**Рифт** (від англійського *рифт* - щілина) – лінійно витягнута на сотні кілометрів глибинна структура, сформована в результаті горизонтального розтягування земної кори.

**Світа** – хроностратиграфічна одиниця місцевої шкали, яка об'єднує комплекс літологічно подібних відкладів, що сформувалися в близьких умовах.

**Серія** – найбільша хроностратиграфічна одиниця місцевої шкали, яка об'єднує стратифіковані породні комплекси, що сформувалися в процесі єдиного безперервного тектоно-седиментаційного циклу. Зазвичай серія включає декілька світ.

**Силур** (від назви племен *силури*, які проживали на терито-

*рії Уельсу*) – скорочена назва **силурійської системи, періоду** палеозойської ери. Тривалість 25 млн. р., нижня вікова межа становить 435 млн. р., верхня – 410 млн. р.

**Складчастість альпійська** – найбільш молода, власне кайнозойська складчастість, завершення якої в межах території України (Карпати) припадає на другу половину неогену.

**Складчастість байкальська** – складчастість, яка проявилася в кінці протерозою, на початку кембрію.

**Складчастість герцинська** – проявилася з кінця девону, найактивніша фаза в кам'яновугільному періоді; завершилася під кінець пермі на початку мезозою.

**Складчастість вариська** – синонім складчастості герцинської.

**Складчастість каледонська** – проявилася впродовж раннього палеозою і завершилася під кінець силуру.

**Складчастість кіммерійська** – синонім терміна складчастість мезозойська.

**Складчастість мезозойська** – проявилася протягом мезозойської ери і завершилася під кінець крейдового періоду.

**Строматоліти** – результат життєдіяльності синьо-зелених водоростей. Являть собою карбонатні нарости (біогерми) на дні водоймищ, які характеризую-

ються випуклою або нерівною поверхнею і складною внутрішньою нашарованістю. Відомі з кінця протерозою до ордовіку.

**Строматопоройдеї** (порос – отвір) – вимерлі морські колоніальні рифотворчі організми з вапняковим скелетом і розміром від декількох сантиметрів до декількох метрів у поперечнику. Проживали від кембрію до палеогену.

**Субстрат мігматиту** – порода, яка підлягала ультраметаморфізму.

**Табуляти** (*табула – таблиця*) – вимерлий підклас колоніальних коралових поліпів, які проживали від ордовіка до пермі.

**Тектогенез** – сукупність тектонічних рухів і процесів внаслідок проявлення яких відбувається формування тектонічних структур земної кори.

**Тиліти** – викопні древні морени, відомі з рифей-вендського часу.

**Толтри** (*з польського толтри – горби*) – горби висотою до 60 м, які простягаються паралельними пасмами, складені карбонатними породами; є відпрепарованими береговими рифами, утвореними в середині міоцену. Поширені на Поділлі.

**Тоналіт** – меланократовий андезитовий плагіограніт з роговою обманкою.

**Трансгресія** (*трансгресіо - перехід*) – процес наступу моря

на суходіл внаслідок опускання останнього.

**Тріас** (*назва за поділом на три частини*) – скорочена назва **тріасової системи, періоду мезозойської ери**, тривалістю 40 млн. р., нижня вікова межа становить 245 млн. р., верхня 205 млн. р.

**Трилобіти** – клас палеозойських морських скелетних членистоногих організмів. Максимальний розвиток отримали в кембрії, а вимерли в пермі.

**Ультрабазити** – загальна назва групи ультраосновних порід незалежно від їх походження. Вони характеризуються вмістом  $\text{SiO}_2 < 45\%$ . Син.: ультраосновні породи, гіпербазити.

**Ультраметаморфізм** – сукупність процесів, які сприяють інтенсивному розвитку метаморфізму; характеризуються регіональним проявленням. При ультраметаморфізмі гірські породи кислого складу переходять в стан магматичного розплаву в результаті кристалізації якого утворюються ультраметаморфічні породи – мігматити і граніти.

**Фаза складчастості (тектоногенезу)** – відносно короткочасне явище активізації тривалих і безперервних тектонічних рухів і складкоутворення. Ототожнюється з орогенезом (гороутворенням). До основних фаз складчастості, які визначили сучасну

будову земної кори, належать: доскекофенно-карельська (архей), карельська (палеопротерозой), готська (мезоархей), дальс-ландська (рифей), байкальська (венд-кембрій), каледонська (друга половина родовику-силур), герцинська (кінець карбону -перм), кіммерійська, або мезозойська (крейда-початок палеогену), альпійська, або кайнозойська (кінець палеогену-ноген).

**Фація** – умови утворення певного комплексу гірських порід. Діляться на морські, континентальні та паралічні (перехідні). До морських належать: абісальні ф., які відповідають глибинам більше 3000м; батіальні – 200-3000 м; літоральні – 0-200 м. Серед континентальних виділяють: солоні, льодовикові, річкові, болотні, озерні тощо; паралічні включають лагунні, дельтові та приморських долин.

**Фліш** – закономірне тонкоритмічне чергування пісковиків, алеволітів, аргілітів і глин. Утворюється здебільшого в підніжжі континентального схилу або в глибоководних западинах.

**Формація** – геологічне тіло, яке характеризується структурно-речовинною однорідністю, вираженою через елементарний парагенезис порід.

**Фосфорити** – гірські породи, які більше ніж на 50% складені аморфними або мікрокристалічними фосфатами кальцію і

характеризуються вмістом  $P_2O_5 > 18\%$ . Утворюються здебільшого в морських умовах на глибинах від 30 до 300 м.

**Чарнокіт** (за прізвищем засновника м. Калькутти - Чарнока) - різновидність мікроклінового граніту, який містить серед забарвлених мінералів гіперстен, а з рудних – магнетит.

**Четвертинний період** – період в геологічній історії Землі, який розпочався 1,8 млн. Р. тому і триває донині.

**Шар'яж** (з франц. – котити, волочити) – горизонтальний або пологий насув з переміщенням мас гірських порід на відстань у декілька десятків кілометрів.

**Щит** – структурний елемент платформ, який являє собою вихід на поверхню фундаменту древньої платформи.

**Юра** (від назви гірського масиву в Альпах) – скорочена назва **юрського періоду**, мезозойської ери, тривалістю 70 млн. р.; нижня вікова межа становить 205 млн. р., а верхня – 135 млн. р.

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

Акротема	Еонотема	Ератема	Система		Нижня вікова межа в млн. р.
<b>Прогерозой PR</b>	<i>Неопротерозой PR<sub>3</sub></i>	<i>Рифей R</i>	<i>Венд V</i>	Верхній V <sub>2</sub>	620±15
				Нижній V <sub>1</sub>	650±20
			Верхній R <sub>3</sub>	1000±50	
			Середній R <sub>2</sub>	1350±20	
	Нижній R <sub>1</sub>	1700			
	<i>Мезопротерозой PR<sub>2</sub></i>	2000			
	<i>Палеопротерозой PR<sub>1</sub></i>	2600			
<b>Архей AR</b>	<i>Неоархей AR<sub>1</sub></i>	3150			
	<i>Мезоархей AR<sub>2</sub></i>	3400			
	<i>Палеоархей AR<sub>1</sub></i>	3800			



**Загальна стратиграфічна шкала палеозою  
(за Стратиграфічним кодексом України, 1997)**

<b>Ера-тема</b>	<b>Система</b>	<b>Відділ</b>	<b>Ярус</b>	<b>Вік нижньої границі (млн. р.)</b>	<b>Тривалість (млн. р.)</b>
<b>Палеозойська PZ</b>	<i>Пермська Р</i>	Верхній	Татарський	250	50
			Казанський	255	
			Уфімський	258	
		Нижній	Кунгурський	265	
			Артинський	275	
			Сакмарський	285	
			Асельський	295	
	<i>Кам'яновугільна (карбонова) С</i>	Верхній	Гжельський	305	65
			Касимовський		
		Середній	Московський	320	
			Башкирський		
		Нижній	Серпуховський	325	
			Візейський	350	
	Турнейський	360			
	<i>Девонська D</i>	Верхній	Фаменський	365	50
			Франський	375	
		Середній	Живетський	380	
			Ейфельський	385	
		Нижній	Емський	390	
			Празький	400	
	Лохківський	410			
	<i>Силурійська S</i>	Верхній	Пржидольський	415	25
			Лудловський	425	
		Нижній	Венлокський	430	
			Лландоверський	435	
	<i>Ордовіцька O</i>	Верхній	Ашгільський	445	65
			Карадокський	455	
		Середній	Лландейльський	470	
Лланвірнський					
Нижній		Аренігський	485		
	Тремадокський	500			
<i>Кембрійська Є</i>	Верхній	На яруси не поділена	515	70	
	Середній		545		
	Нижній		570		

**Загальна стратиграфічна шкала мезозою**  
(за Стратиграфічним кодексом України, 1997)

Ератема	Система	Відділ	Ярус	Вік нижньої границі (млн. р.)	Тривалість (млн. р.)			
Мезозойська МЗ	Крейдова К	Верхній	Маастрихський	72	70			
			Кампанський	83				
			Сантонський	87				
			Коньякський	88				
			Туронський	91				
			Сеноманський	96				
		Нижній	Альбський	108				
			Аптський	114				
			Баремський	116				
			Готеривський	122				
			Валанжинський	130				
			Беріасський	135				
			Юрська J	Верхній		Титонський	141	70
						Кімериджський	146	
	Оксфордський	154						
	Середній	Келовейський		160				
		Батський		167				
		Байоський		176				
	Нижній	Ааленський		180				
		Тоарський		187				
		Плінсбахський		194				
		Синемюрський	201					
	Триасова T	Верхній	Гетангський	205	40			
			Ретський	212				
			Норійський	220				
		Середній	Карнійський	230				
			Ладинський	235				
		Нижній	Анізійський	240				
			Оленьокський	242				
			Індський	245				

**Регіональна стратиграфічна шкала неогену  
та палеогену України**  
(за Стратиграфічним кодексом України, 1997)

Загальна стратиграфічна шкала		Регіональна стратиграфічна шкала Регіоюрси (горизонти)						
Ератема	Система	Відділ	Підвідділ	Вік нижньої граніці (млн. р.)	Західні райони	Південні райони	Північні Райони	
<b>Кайнозойська KZ</b>	<b>Неогенова</b>	<b>Пліоценовий</b>	Верхній	3	Румунський	Акчагильський	Регіоюрси не виділені	
			Нижній	5	Дакійський	Кімерійський		
		<b>Міоценовий</b>	Верхній			Понтичний		Понтичний
						Панонський	Меотичний	
					13,6	Сарматський	Сарматський	
			Середній	16,5	Баденський	Конкський Караганський Чокракський		
		Нижній	23,8	Карпатський	Тарханський	Регіоюрси не виділені		
				Отнангський				
				Егенбургський				
				Егерський				
	<b>Палеогенова P</b>	<b>Олігоценний</b>	37	Омбронський	Горностаївський	Берецький		
					Асканійський			
					Сірогозьський			
					Молочанський			
				Планорбелловий	Межигір- ський			
		<b>Еоценовий</b>	54	Бистрицький	Альмінський	Обухівсь- кий		
					Кумський	Київський		
					Вигодський	Новопавлівський	Бучацький	
					Манявський	Сімферопольський		
				Бахчисарайський	Канівський			
<b>Палеоценовий</b>	65	Яменський	Качинський	Сумський				
		Стрийський	Білокам'янський					

**Загальна стратиграфічна шкала  
четвертинних відкладів України**  
(за Стратиграфічним кодексом України, 1997)

Міжнародна стратиграфічна шкала		Регіональні хроностратиграфічні підрозділи четвертинних формувань України			
Система	Відділ	Розділ	Ланка	Вік нижньої границі (в тис.р.)	
Четвертинна (Q)	Голоцен (H)				
	Плейстоцен	Верхній	Неоплейстоцен (P)	Верхня	140
		Середній		Середня	440
		Нижній		Нижня	820
	Нижній	Еплейстоцен (E)	Верхня	1350	
			Нижня	1800	

## ЗМІСТ

<b>Передмова</b>	3
<b>1. Характеристика основних геоструктурних елементів території України</b>	5
1.1. Особливості будови літосфери території України	6
1.2. Платформені області України	16
1.2.1. Східно-Європейська платформа	16
1.2.2. Західно-Європейська платформа	30
1.2.3. Скіфська платформа	32
1.3. Складчасті області України	33
1.3.1. Герцинські складчасті споруди	33
1.3.2. Кіммерійсько-альпійські складчасті споруди	35
1.3.3. Альпійські складчасті споруди	37
<b>2. Історія геолого-географічного розвитку території України</b>	40
2.1. Докембрійський період	40
2.2. Палеозойська ера	47
2.3. Мезозойська ера	61
2.4. Кайнозойська ера	63
<b>Література</b>	91
<b>Додатки</b>	93
Термінологічний словник	94
Загальна стратиграфічна шкала докембрію	104
Загальна стратиграфічна шкала палеозою	105
Загальна стратиграфічна шкала мезозою	106
Регіональна стратиграфічна шкала неогену та палеогену України	107
Загальна стратиграфічна шкала четвертинних відкладів України	108

ББК 26.82+26.3(2Ук)  
УДК 55(091)+911.2(477)  
П18

**Паранько І. С., Ярков С. В.**

**П18** Геолого-географічна історія України: Навчальний посібник.  
– Кривий Ріг: Видавничий дім, 2006. – 110 с., іл.

ISBN 966-7997-82-0

Подано загальні відомості про склад і будову основних геоструктурних елементів України. Розкрито особливості геологічного розвитку та палеогеографії її території від докембрійського часу до антропогену з характеристикою історико-тектонічного тренду, зміни кліматичних умов, розвитку органічного світу, геоморфологічних елементів, ландшафтів та інших складових природного середовища. В додатках подано термінологічний словник і чинні стратиграфічні схеми докембрію, палеозою, мезозою та кайнозою.

Для студентів географічних та екологічних спеціальностей вищих навчальних закладів, а також викладачів природничих ліцеїв, коледжів і вчителів середніх загальноосвітніх шкіл.

ББК 26.82+26.3(2Ук)  
УДК 55(091)+911.2(477)

Навчальне видання

*Паранько Ігор Степанович*

*Ярков Сергій Валерійович*

**Геолого-географічна історія України**

Навчальний посібник

Редактор Кажан В.І.

Коректор Кажан В.І.

Комп'ютерна верстка Стеценко В.В.

---

Підписано до друку 10.11.06.  
Формат 60x84/16. Папір офсетний. Друк офсетний.  
Ум.-др. арк. – 6,1. Обл.-вид. арк. – 5,1. Тираж 300 прим.

**ІІІ “Видавничий дім”**

Свідоцтво ДК № 515 від 3.07.2001.  
50063 м. Кривий Ріг, вул. Тухачевського, 26  
т. (0564) 66-23-18

**Друкарня СПД Щербенок С. Г.**

Свідоцтво ДП 126-р від 12.10.2004.  
50027, м. Кривий Ріг, вул. Рокосовського, 5/3  
т. (0564) 92-20-77