

РЕГІОНАЛЬНА ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ



ЄВРАЗІЯ



Л. Я. Костів

Міністерство науки і освіти України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Л. Я. Костів

РЕГІОНАЛЬНА ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ

ЄВРАЗІЯ

Навчальний посібник

Львів
2022

УДК 911.2
К 72

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф. кафедри туризму **П. І. Штойко**
(Львівський державний університет фізичної культури
імені Івана Боберського);

канд. геогр. наук, доц. кафедри фізичної географії,
геоморфології та палеогеографії **С. М. Кирилюк**
(Чернівецький національний університет
імені Юрія Федьковича);

канд. геогр. наук, доц. кафедри фізичної географії
та раціонального природокористування **М. Р. Салюк**
(Державний вищий навчальний заклад
“Ужгородський національний університет”)

Рекомендовано до друку
Вченою радою Львівського національного університету
імені Івана Франка.

Протокол № 22/11 від 24 листопада 2021 р.

Костів Л. Я.

К 72 Регіональна фізична географія. Євразія : навч. посібник /
Л. Я. Костів. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2022. – 336 с.

ISBN

Розглянуто основні чинники формування природи Євразії: геолого-тектонічну будову та рельєф, кліматичні умови, внутрішні води, зональні ландшафти, а на їхній основі – диференціацію природи материка та регіональний огляд на рівні регіонів, фізико-географічних країн та областей. Зазначено основні екологічні проблеми Євразії та наслідки антропогенного впливу на природні ландшафти, а також цікаві природничо-культурні об'єкти.

Для студентів географічних та природничих факультетів, а також для вчителів загальноосвітніх шкіл, ліцеїв та коледжів, які викладають географію та екологію.

УДК 911.2

ISBN 978-617-10-

© Костів Л. Я., 2022

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2022

ПЕРЕДМОВА

“Регіональна фізична географія” є нормативною навчальною дисципліною циклу професійної і практичної підготовки студентів за спеціальністю географія.

Навчальний посібник присвячений Євразії – найбільшому за площею та найскладнішому за структурою континенту, який об’єднує дві частини світу – Європу та Азію. Природа цього материка характеризується певною внутрішньою єдністю та індивідуальною особливістю, що залежать від географічного положення, розмірів, конфігурації, історії розвитку та характеру антропогенного впливу. Відмінності в історії формування окремих частин Євразії, неоднорідність літогенної основи, особливе поєднання географічних ознак є основою для виокремлення фізико-географічних регіонів (субконтинентів), країн, а в їхніх межах – областей. У виділенні субконтинентів взято до уваги географічне положення та загальні риси морфоструктури як результат палеогеографічного розвитку, а також сучасні кліматичні риси, що визначають біохімічні процеси та типи ґрунтового-рослинного покриву. Фізико-географічні країни виділено передусім за характером орографії та літології, які зумовлюють регіональні прояви географічної зональності.

У посібнику розглянуті особливості природи цих великих фізико-географічних одиниць, що володіють індивідуальними природними рисами. Їхній огляд та виокремлення проведено на підставі узагальнення фізико-

географічної регіоналізації низки авторів, основними з яких були: Рябчиков (1963, 1988); Власова (1976, 1986); Міхелі (2019); Мільков, Гвоздецький (1976); Макуніна (1985), Щищенко (2009, 2010), Географічні назви подані згідно із Атласом вчителя (2010).

Посібник укладено на основі літературних джерел, що стосуються фізичної географії та суміжних дисциплін, список яких додається.

**1.1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНЕ ПОЛОЖЕННЯ
ЄВРАЗІЇ**

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи : навч. посіб. / І. П. Половина. – Київ : АртЕК, 1998. – 272 с.

Міхелі С. В. Фізична географія Євразії: навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.

Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.

Євразія, площа якої понад 54 млн км²; є найбільшим континентом Землі (займає 37% поверхні суходолу). Вона розташована головню у Північній півкулі між 77^о пн. ш. і екватором. Крайніми точками материка на заході є мис Рока (38^о47' пн. ш, 9^о34' зх. д.), розташований на Піренейському півострові; на сході – мис Дежньова (66^о05' пн. ш., 169^о40' зх. д.) на Чукотському півострові; на півночі – мис Челюскін (77^о43' пн. ш., 104^о18' сх. д.)

на півострові Таймир; на півдні – мис Піай (1°54' пн. ш., 103°30' сх. д.) на півострові Малакка. Протяжність суходолу з півночі на південь перевищує 8 тис. км, а з заходу на схід – понад 16 тис. км. Частина островів, які належать Євразії, розташовані на значній від неї відстані – Шпіцберген, Земля Франца-Йосифа, Північна Земля лежать на північ 80° пн. ш., а частина островів Малайського архіпелагу – на південь від екватора (до 11° пд. ш.), Азорські острови в Атлантичному океані – на 28° зх. д. Загалом площа всіх островів, розташованих в морях, що оточують цей материк, становить близько 3 млн км².

В межах Євразії традиційно виділяють дві частини світу – Європу та Азію. У фізико-географічному відношенні цей поділ є умовним і сягає античних часів, коли Чорне та Середземне моря разом з їхніми протоками розглядалися як розділення материків. Тобто уявлення про Європу та Азію як про різні частини світу сформувалося давніше, ніж географічне розуміння про їхні істинні розміри та контури континенту в цілому. Відповідно до зміни цих уявлень межа між Європою та Азією з VI ст. до н. е. зазнала значних переміщень із заходу на схід. Давні греки проводили її приблизно в центральній частині Середземного моря, згодом межею почали вважати Керченську протоку та ріку Дон. Це розмежування утвердилося авторитетом Птолемея і було незмінним аж до XVIII ст. І тільки у 1730 році Філіп Йоган фон Страленберг уперше обґрунтував у науковій літературі проведення межі між Європою та Азією, схожої до сучасного розуміння.

Сучасну межу між Європою та Азією, відповідно до рекомендацій Російського географічного товариства, проводять по східних передгір'ях Уральських гір, півніжжю Мугалжар, ріці Ембі (Жем), північному і північно-західному узбережжю Каспійського моря до устя ріки Кума, далі по Кумо-Маницькій западині і річці Манич до низів'їв Дону, по східному березі Азовського моря, Керченській протоці, північно-західному узбережжю Чорного моря, протоках Босфор і Дарданелли.

Якщо північна частина межі майже не викликає заперечень у сучасних географів (хіба розглядаються варіації щодо східних

передгір'їв Уралу чи їхніх центральних хребтів), то частина, розташована на південь від Уралу, має кілька розбіжностей. На деяких картах можна бачити цю межу, проведену по ріці Урал. Але найбільші розходження існують у Кавказькому регіоні: найчастіше межу між Європою та Азією проводять по головних вододілах Кавказького хребта, рідше – по його північному схилу, державному кордоні Росії чи навіть колишнього Радянського Союзу. При регіональному огляді Євразії ми керувалися поділом, що його запропонувало Російське географічне товариство, в основу якого покладено геолого-тектонічну єдність регіонів.

На південному заході Євразія межує з Африкою. Європа відокремлена від неї Середземним морем та вузькою (від 14 до 44 км) Гібралтарською протокою. Азійську частину материка від Африки відділяє вузьке Червоне море та Суецький канал (довжина 193 км, ширина 205 м, глибина 24 м), який був побудований у 1869 році через однойменний перешийок. На північному сході мілководна неширока Берінгова протока відокремлює Євразію від Північної Америки.

Євразію омивають всі чотири океани. На заході і південному заході це Атлантичний океан і його моря (Балтійське, Північне, Ірландське, Середземне, Мармурове, Чорне, Азовське), які густо розчленовують країни материка, формуючи велику кількість островів і півостровів (до 25% площі Західної Європи). З півночі та північного заходу материк омиває Північний Льодовитий океан з переважно неглибокими країнами морями (Норвезьке, Баренцеве, Біле, Карське, Лаптевих, Східносибірське, Чукотське) та групами материкових островів. Східна частина Євразії омивається Тихим океаном, його узбережна частина густо почленована затоками й країнами морями (Берінгове, Охотське, Японське, Жовте, Східнокитайське, Південнокитайське), які формують великі півострови та відокремлюють від материка групи островів. У межах островів Малайського архіпелагу, які належать до акваторії Тихого океану виокремлюють Яванське море, Сулу, Сулавесі, Банда. Південна частина материка омивається Індійським океаном, до акваторії якого вклинюються масиви

великих півостровів (Аравійський, Індостан, Індокитай) з неглибоким розчленуванням берегової лінії. Вони розділені Червоним морем, Аравійським морем з низкою вузьких заток, Бенгальською затокою та Андаманським морем.

Євразія характеризується складністю геолого-тектонічної будови та рельєфу. В її основі лежать протерозойсько-архейські утворення (Східноєвропейська, Сибірська та Китайська платформи), навколо яких відбувалося формування материка, а також причленовані до нього у кайнозої Індостанська та Аравійська платформи того ж віку. Із заходу на схід через весь материк простягаються широтно витягнуті геосинклінальні структури мезо-кайнозойського віку з якими пов'язані групи гірських країн Альпійсько-Гімалайського поясу.

Значна протяжність Євразії з півночі на південь визначає формування в її межах усіх географічних поясів північної півкулі (від арктичного до екваторіального), а масивність материка, значна віддаленість від океанів його внутрішніх районів посилена бар'єрністю високих гір – добре виражених секторів (приатлантичного, континентального, притихоокеанського). Секторність спричинює суттєві зміни ландшафтів із заходу на схід у межах географічних поясів. Тому при подібності низки природних особливостей в Євразії наявні значні внутрішньоматерикові відмінності, зумовлені комплексом ландшафтних чинників. Ці відмінності в поєднанні з особливостями геолого-тектонічної будови та географічного розташування (а також історико-культурні аспекти) визначають виокремлення в Євразії кількох природних регіонів (субконтинентів): Європа (в її межах виділяють Північну, Центральну, Південну та Східну Європу), Північну, Центральну, Східну, Південно-Східну, Південну та Південно-Західну Азію.



Питання для контролю і самоконтролю

1. Проаналізуйте особливості фізико-географічного положення Євразії щодо океанів та інших материків.

2. Посніть виділення в межах Євразії двох частин світу.
3. Охарактеризуйте історичні аспекти проведення лінії розмежування Європи та Азії.
4. Які критерії закладені у поділі Євразії на регіони (субконтиненти)?
5. Проаналізуйте вплив фізико-географічного положення Євразії на її природу.

1.2. ІСТОРІЯ ФОРМУВАННЯ ЄВРАЗІЇ, РЕЛЬЄФ ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Основні питання:

1. Історія формування Євразії.
2. Корисні копалини.
3. Основні форми рельєфу.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



-
- Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.
- Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 1. : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.
- Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.
- Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.
- Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.
- Міхелі С. В. Фізична географія Євразії: навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.
- Searle M. P. Introduction to Himalayan tectonics: a modern synthesis / M. P. Searle, P. J. Treloar. // Geological Society. – London, Special Publications. – 2019. – Vol. 483. – P. 1–17. URL : <https://doi.org/10.1144/SP483-2019-20>

◎ 1. ІСТОРІЯ ФОРМУВАННЯ ЄВРАЗІЇ

Євразія характеризується складною геолого-тектонічною будовою, в основі якої лежать кілька докембрійських платформ (кратонів), об'єднаних геосинклінальними зонами різного віку.

Формування території сучасної Європи відбувалося навколо *Східноєвропейської платформи*, архейсько-протерозойський фундамент якої складений зім'ятими в складки метаморфічними і кристалічними породами, розбитий тектонічними розломами та перекритий плащем осадових відкладів. У припіднятій західній частині платформи сформувалися антекклізи (*Білоруська, Воронезька*), а при виході кристалічного фундаменту на поверхню – щити (*Балтійський, Український*). Більшу частину платформи займає *Руська плита*, фундамент якої перекритий континентальними і морськими відкладами, що формувалися від палеозою до кайнозою і залягають переважно горизонтально, або з незначним нахилом. У зниженнях фундаменту Руської плити виділяють низку синекліз (*Балтійська, Московська, Причорноморська, Прикаспійська*).

В азійській частині материка до кінця протерозою сформувалися *Сибірська* і *Китайська*, а також *Аравійська* та *Індостанська* платформи (вважаються частинами Гондвани, причленувалися до Євразії в кайнозої).

Фундамент *Сибірської платформи*, складений сильно метаморфізованими архейсько-протерозойськими породами і перекритий потужними товщами осадових відкладів, які формувалися від протерозою до антропогену. У місцях виходу кристалічної основи фундаменту на поверхню утворилися *Анабарський* і *Алданський* щити, а більшу частину платформи займає *Лено-Єнісейська плита*, в межах якої сформувалися синеклізи (*Тунгуська, Вілюйська*) та антекклізи (*Єнісейська*). Для Сибірської платформи, як і для інших азійських платформ, характерний траповий магматизм.

Китайська платформа протягом усього періоду розвитку була рухливою, що призвело до розколів та поділу її на відо-

кремлені масиви, розділені складчастостями. Найдавнішою з них є архейсько-нижньопротерозойська *Китайсько-Корейська платформа* (Сінійський щит), *Тарімська* та *Південнокитайська* (Яндзи) платформи молодші. На кожній з них виділяють щити (Сінійсько-Корейський) та синеклізи (Ордоцька, Сичуанська).

Більшу частину *Індостанської платформи* займає *Індостанський щит*, докембрійський кристалічний фундамент якого складений глибоко метаморфізованими гранітогнеїсами, гранулітами та гранітами. Фундамент плити перекритий верхньопротерозойськими, гондванськими та кайнозойськими осадовими відкладами. *Деканська синекліза* заповнена юрськими трапами потужністю до 4 000 м.

Фундамент *Аравійської платформи* складений метаморфічними та кристалічними породами протерозою, які виходять на поверхню на *Нубійсько-Аравійському щиті*. Осадовий чохол плити, яка займає східну частину платформи, формують мезо-кайнозойські пісковики та вапняки. Найбільшими її синеклізами є *Гхор* і *Руб-ель-Халі*. Північно-західна частина платформи перекрита траповими поверхнями.

У пізньому протерозої внаслідок розвитку ***байкальської складчастості*** (орогенезу) у східній частині сучасного континенту формуються гори Прибайкалля і Забайкалля, Східні Саяни, північної частини Корейського півострова, Алтинтаг, Аравалі, південного Індостану, південно-західної частини острова Шрі-Ланка та центральної частини Аравії. Гірські системи байкалідів головно зруйновані та переважно формують фундаменти пізніших складчастих структур.

Каледонська складчастість (нижньопалеозойська) (кембрій, ордовік, силур) сформувала гірські системи Атлантичного геосинклінального поясу – Скандинавські гори, північну та західну частину островів архіпелагу Шпіцбергена, Землі Франца Йосифа, північ Британських островів та Ірландії. У геосинкліналі Тетіса, що розвивалася на південь від Східноєвропейської платформи, консолідувалися брили, які в пізніших орогенезах стануть ядрами Піренейського півострова, Центральнофранцузького та Чесь-

кого масивів, Малоазійського та Іранського нагір'їв. Каледонські складчасті структури з півдня оконтурили Сибірську платформу, але не сформували цілісних гірських масивів і в сучасному рельєфі представлені відродженими в пізніші орогенези низькими та середньовисокими горами: Західний Саян, Кузнецький Алатау, Салаїрський кряж, східний Алтай, західна частина Казахського дрібносопковика. На південь були утворені острівні складчасті структури, які увійшли до північного Тянь-Шаню, Куньлуню, Наньшаню, Ціньліну. Формування каледоніт на платформах і в складчастих областях супроводжувалося вертикальними рухами і розломами, інтрузіями та ефузіями, що призвело до метаморфізації осадових порід.

Герцинський орогенез (верхньопалеозойський) проявлявся в карбоні та пермі. У геосинклінальних поясах поблизу західної та східної країн Східноєвропейської платформи він формує субшироко витягнутий гірський пояс, до якого належать Армориканська височина, Центральний Масив, гори Вогези і Шварцвальд, Рейнські сланеві гори, Гарц, Рудні гори, Судети, Чеський масив, Малопольська височина, Пеніни, Месета. Ядра деяких з цих структур складені каледонськими, чи навіть давнішими складчастостями, переробленими герцинськими рухами. Орогенез супроводжувався тектонічними деформаціями, метаморфізмом, гранітними інтрузіями, потужними епейрогенічними рухами, що призвело до роздроблювання структур на окремі масиви і формування антекліз та синекліз. В *Урало-Монгольському* складчастому поясі герцинська складчастість сформувала Уральські гори, південні хребти Тянь-Шаню, гори Бирранга, західний Алтай, східну частину Казахського дрібносопковика, хребти Монгольського Алтаю, Куньлунь і Великий Хінган. Загалом герциніди спаяли воєдино Східноєвропейську, Сибірську і Китайську платформи, які теж зазнали впливу цього орогенезу – відбувалися розломи, формувалися синеклізи та антеклізи. На Аравійській, Сибірській та Індійській платформах по лініях розломів виливалися базальти, які утворювали великі за площею трапові поверхні (Середньосибірське плоскогір'я, плоскогір'я Декан). В *Альпійсько-*

Гімалайському складчастому поясі герцинські рухи переробили каледонські ядра і утворилися складні каледонсько-герценські блоки, що надалі стали серединними масивами (внутрішні райони Малоазійського й Іранського нагір'їв).

Після утворення байкаліди, каледоніди та герциніди тривалий час руйнувалися і втратили свою висоту. Значна їх частина після руйнування була відроджена пізнішими епохами горотворення (Урал, Тянь-Шань, Алтай). Інші зруйновані палеозойські гірські споруди зазнали інтенсивного опускання й утворили фундамент молодих палеозойських платформ – Західносибірської і Туранської. Деякі зруйновані палеозойські споруди перетворилися на пенеплени (Казахський дрібносопковик) або утворили серединні масиви, на яких сформувалися внутрішні райони Передньоазійських нагір'їв, Тибету, Індокитаю.

Початок **мезозою** характеризувався континентальними умовами розвитку, що змінилися морськими трансгресіями на більшій частині Східноєвропейської платформи і герцинських спорудах, де вони тривали аж до крейди. Формувалися потужні відклади морських осадових товщ. У крейді море з цих територій відступає, ця регресія триває аж до палеогену. **Мезозойський орогенез** в Європейській частині виражений слабо, незначні деформації були в Добруджі та Гірському Криму (ранньокімерійська складчастість), а також у внутрішніх зонах Альп і Дінар (пізньокімерійська складчастість). В *Альпійському складчастому поясі* відбувалося інтенсивне осадконакопичення, яке в кінці крейди змінилося фазою складкоутворення, що супроводжується підняттям складчастих структур вище рівня моря, а між цими хребтами відкладаються піщано-глинисті відклади – фліш.

У мезозої посилюються процеси розпаду на окремі блоки Китайської платформи, які розпочалися ще в палеозої. У прогинах між блоками піднімаються гори (у сучасному рельєфі – низькогір'я та середньогір'я Ціньлін і Алашань). Складкоутворення супроводжувалося розривними дислокаціями і вулканізмом, який найінтенсивніше проявлявся в крейдовий період. Відокремлені стабільні масиви Китайської платформи набувають

характеру опущених міжгірських улоговин і заповнюються осадовими відкладами – Таримська улоговина.

В Азійській частині мезозойське горотворення найінтенсивніше проявилось в кінці юри на початку крейди (*яньшанський орогенез*) та сформувало величезні гірські пояси: Північно-Східної (хребти Верхоянський і Черського, Колимське нагір'я), Східної (хребти Буреїнський і Малий Хінган, гори Сіхоте-Алінь) і Південно-Східної Азії (південна частина Тібетського нагір'я, гори півостровів Індокитай і Малакка). Під час цього етапу (найінтенсивніші в крейді) на Індійській та Аравійській платформах знову, як і під час герцинського орогенезу, відбулися розломи і виливи базальтів на земну поверхню.

Кайнозойська ера. Регресія морів, яка розпочалася ще в крейдовий період, триває і на початку *палеогену*, але в середині цього періоду вона змінюється новою трансгресією, що охоплює значну частину Євразії: південь Східноєвропейської рівнини, рівнини Середньої Азії і Західного Сибіру, низовини Західної Європи. Одночасно почали розвиватися тектонічні процеси *альпійсько-го орогенезу* в складчастих поясах – Альпійсько-Гімалайському (океану Тетис) і Тихоокеанському, які продовжилися і в неогені. Альпійсько-Гімалайський пояс формувався внаслідок зіткнення континентальних плит і супроводжувався утворенням шаряжів, Тихоокеанський – океанічних і континентальних плит з утворенням глибоководних жолобів, острівних дуг (Камчатка, Курильські острови, Японські острови, низка островів Малайського архіпелагу) з інтенсивним вулканізмом. Обидва складчасті пояси характеризуються сейсмічністю й інтенсивною вулканічною діяльністю – із загальної кількості згаслих і діючих вулканів на Земній кулі більша частина (понад 480) розташована у цих зонах. Унаслідок тектонічної діяльності в палеогені Євразія з'єднувалася з Африкою (в районі сучасної Гібралтарської протоки), з Північною Америкою (Берінгової протоки) та із Зондським архіпелагом. Балканський і Малоазійський півострови складали цілісний масив.

В *неогені* горотворення на півдні Євразії продовжувалося та активізувалося, сформувавши пояс гірських споруд південних

районів Євразії – Альпи, Понтійські гори, Тавр, Кавказ, Ельбурс, Загрос, Сулейманові, Памір, Гіндукуш, Каракорум, Гімалаї, Тібет, Араканські гори, а також гори Суматри і Яви. Одночасно з розвитком геосинклінальних підняттяв, почалося формування великих міжгірських западин, які накладалися на давніші структури. Межі цих западин фіксували лінії розломів із інтенсивним вулканізмом. По окраїнах Альпійсько-Гімалайського складчастого поясу закладалися крайові прогини, які поступово заповнилися відкладами моласового типу.

У кінці неогену на початку четвертинного періоду гірські споруди в межах Альпійсько-Гімалайського поясу та давніших споруд були охоплені підняттями з переважанням скидових, складчастих та розривних рухів. Особливо активізувалися тектонічні рухи у внутрішніх районах Азії, що спричинило до підняття найвищих гірських систем – Гімалаїв та Каракоруму. На значні висоти підняті пенеплени Тібету. У суміжних з ними високих гірських спорудах Центральної Азії ці рухи перебудували давню складчасту основу і підняли Тянь-Шань, Алтинтаг, Наньшан, Куньлунь. Їхня каледонсько-герцинська складчаста основа була вигнута у складки великого радіуса (у рельєфі виражені високими хвилеподібними хребтами), а пенеплени піднялися на значні висоти. Інші мезо-палеозойські та давніші структури Азії теж зазнали альпійських підняттяв, внаслідок чого сформувалися відроджені та омолоджені гори (Урал, Алтай, Саяни, Хінган та ін.). В Європі піднялися Піренеї, Андалуські гори, Альпи, Карпати, Апенніни, гори Балканського півострова, Кримські гори. Загальне тектонічне підняття Європейської платформи спричинило повторне підняття або відродження каледонських структур (Скандинавські гори), та менш інтенсивне герцинських структур Середньої Європи та Балтійського щита. Скидова тектоніка супроводжувалася активним вулканізмом. Підняття поєднувалися з опусканнями значних територій та заповнення передгірських прогинів. Опускання у північній частині відділили Євразію від Північної Америки, відособили архіпелаг Шпіцберген. У кінці неогену формується ритф Червоного моря, тобто відокремлення Аравії від Африки.

На початку четвертинного періоду відділилися Британські острови, утворилася Гібралтарська протока, улоговини західної частини Середземного моря, Егейське та Мармурове моря. Внаслідок подрібнення єдиного масиву Балканський півострів відокремився від Малої Азії. На південному сході материка теж відбулося подрібнення суходолу, що з'єднавав Азію і Австралію, утворився Малайський архіпелаг. В області острівних дуг Тихого океану посилилася вулканічна та сейсмічна активність. Одночасно з підняттям Альпійсько-Гімалайського поясу проходить заповнення Індо-Гангського та Месопотамського передових прогинів, Аравія та Індостан причленувалися до Євразії.

Важливою подією четвертинної історії Євразії було **плейстоценове зледеніння**. Основним центром материкового зледеніння в Європі був Скандинавський півострів, в Азії – Нова Земля, Полярний Урал, Північна Земля і Таймир. Гірське зледеніння охоплювало Альпи, Піренеї, Карпати, Кавказ, гори Ірану Північної та Центральної Азії.

У Європі виділяють чотири етапи плейстоценового зледеніння (*гюнц, міндель, рісс, в'юрм*) які розділялися трьома інтергляціалами. За прийнятою класифікацією для Східноєвропейської рівнини їм відповідають: *окське* (міндель-II), *дніпровське* (рис-I), *московське* (рис-II) та *валдайське* (в'юрм) зледеніння. При максимальному зледенінні (рис, дніпровське) яке формувалося в середньому плейстоцені льодовий панцир охопив північ Європи аж до підніжжя Карпат і гір Середньої Європи (від нижньої течії Рейну, Темзи на Британських островах, півночі Німеччини, Польщі, Прибалтики). У Східній Європі льодовик просунувся двома язиками долинами Дніпра і Дону на південь 49° пн. ш. Максимальна його протяжність від центру зародження у південному напрямку – 2 000 км, у східному – 1 500 км. Останнє зледеніння – в'юрмське (валдайське), яке відбулося у верхньому плейстоцені (70–11 тис. років тому), охопило значно менші території – межа відзначена смугою кінцево-моренних утворень, виражених у рельєфі (Балтійське пасмо).

У Північній Азії виділяють від двох до трьох етапів зледеніння, вони формувалися трохи пізніше і не набули таких масш-

табів. У Західному Сибіру межі льодовиків не опускалися нижче 58° пн. ш., а на схід від Єнісею льодовий покрив був розвинутий тільки на Таймирському півострові та північному заході Середньосибірського плоскогір'я. У Північно-Східному Сибіру було тільки гірське зледеніння. Внаслідок плейстоценового похолодання на значних територіях Північної та Центральної Азії формується багаторічна мерзлота.

Материкове зледеніння залишило численні сліди у вигляді кінцево-моренних пасом, зандрових рівнин, оз, камів, баранячих лобів та інших льодовиково-акумулятивних та льодовиково-екзараційних форм рельєфу.

———◎ 2. КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Поширення покладів корисних копалин визначаються геолого-тектонічною будовою материка та історією його розвитку. Основні металогенні пояси Євразії формувалися в палеозойсько-мезозойських геосинклінальних зонах, а також у зонах давніх платформ, де пов'язані з інтрузіями та метаморфізмом. До щитів платформи приурочені поклади руд заліза, міді, цинку, кобальту, урану, нікелю. Зокрема, у кристалічній основі Східноєвропейської платформи є поклади залізних руд (Курська магнітна аномалія, Криворізький басейн), Сибірської платформи – залізних, мідно-нікелевих руд, поліметалів і рідкісних металів. Сінійський та Індійський щити багаті на чорні та кольорові метали, а також поліметали. У тих самих структурах є поклади марганцевих руд і хромітів (марганцевий Нікопольський басейн). З неогеновими інтрузіями яньшаньської (мезозойської) складчастості у Південній Азії пов'язані олов'яно-вольфрамові поклади на півострові Малакка та в Індокитаї. У герцинідах Північної та Південної Європи сформувалися поклади поліметалів, ртуті, алюмінієвих і уранових руд, а Уралу – залізних руд, руд кольорових і дорогоцінних металів.

В осадових відкладах передгірських прогинів (Месопотамський), прогинів епігерцинських платформ (Західносибірська),

шельфах морів (Північне, Аравійське, Східнокитайське, Бенгальська затока) накопичувалися поклади нафти та природного газу.

Басейни кам'яного та бурого вугілля формувалися у пермських відкладах палеозойських структур, а також відкладах крейди та юри міжгірських прогинів мезозойської складчастості: Сибірська платформа (Кузнецький, Мінусинський та Тунгуський басейни), Індостанська платформа (Дамодарський басейн), Китайська платформа (Шаньсінський басейн). Накопичувалося вугілля і в улоговинах герцинських структур (Рурський та Сілезький басейни).

В осадових відкладах пермі та палеогену формувалися поклади солей натрію, фосфору, калію.

Кімберлітові трубки трапових поверхонь багаті на алмази – плато Декан, Сибірська платформа.

◎ 3. ОСНОВНІ ФОРМИ РЕЛЬЄФУ

Рельєф Євразії характеризується значною строкатістю та мозаїчністю, що зумовлено різноманітністю морфоструктур і кліматичних умов материка.

Значні території Євразії займають **цокольні і пластові платформенні рівнини**. До цього типу рельєфу належать рівнини та височини Скандинавського півострова, Європейська та Західносибірська рівнини, а також рівнини Центральної, Східної та Південної Азії. Вони формувалися у процесі тривалої денудації та акумуляції в морських або континентальних умовах. **Цокольні рівнини** у тектонічному відношенні відповідають щитам давніх платформ і виступам складчастого фундаменту молодих платформ, оскільки формувалися при безперервному повільному (епейрогенічному) тектонічному піднятті. У їхній будові на поверхню виходить давній цоколь (зрізані денудацією давні складки), що перекритий малопотужним плащем четвертинних відкладів, адже не було умов для їхнього накопичення. Тому для цокольних рівнин характерний горбистий рельєф і вони пере-

важно припідняті. *Пластові рівнини* формувалися на плитах давніх і молодих платформ, складені пластами осадових порід майже горизонтального залягання і значної потужності (від сотень метрів до кілометрів). Підняття території на неотектонічному етапі розвитку призвели до процесів денудації, тому породи майже не відклалися і поверхня перекрита пухкими четвертинними континентальними відкладами незначної потужності.

У межах складчастих поясів палеозою, давня структура яких була пенепленізована або зруйнована, а новішими тектонічними рухами роздрібнена на блоки і припіднята на різну висоту, сформувалися **брилові** (скидові) **плоскогір'я** і **нагір'я**. До таких структур належать каледонські підняття Скандинавії і Шотландії, Середньосибірське, Аравійське та Індостанське плоскогір'я. Для них характерні середньовисокі короткі хребти зі згладженими вершинами, крутими схилами, що зумовлено розломною тектоною, масивність і незначна розчленованість.

Складчасто-брилові гори і **височини** формуються при повторному горотворенні на місці зруйнованих гір пізньокаледонської та герцинської складчастостей. Вони виникали під час деформацій і підняття складчастих товщ порід, які вже втратили пластичність, тому первинна складчаста структура суттєво змінена новітніми рухами, але ще має виразну первинну лінійну орієнтацію. У рельєфі таких утворень поширені давні поверхні вирівнювання – пенеплени (успадковані від попередньої платформенної стадії) та улоговини. До складчасто-брилових гір і височин належать підняття Центральнофранцузького і Чеського масивів, відроджені герцинським орогенезом епіплатформенні асиметричні Уральські гори (рис. 1), Колимське нагір'я з середньовисокими хребтами і тектонічними улоговинами, Алтайсько-Саянська гірська країна представлена піднятими на різну висоту давніми пенепленами в оточенні високих хребтів, системи Тянь-Шаню і Паміро-Алаю – палеозойські пенеплени, сформовані різнонапрямленими блоковими рухами кайнозою, Шанське нагір'я, плато Корат.



Рис. 1. Уральські гори

Брилові (скидові) і складчасто-брилові гори від описаних відрізняються більшими висотами та значною розчленованістю. До них належать Ріла і Родопи, складені різновисокими блоками давнього пенеплену, Передньоазійські нагір'я, Вітімське нагір'я, гори Південно-Західного Забайкалля, Тібетське нагір'я.

Брилово-складчасті гори формуються в областях мезозойської складчастості в умовах, коли первинні гірські системи не встигли повністю зруйнуватися і до альпійського горотворення, яке припідняло їх на різні висоти, були низькогір'ями. Їх називають *омолодженими* горами, оскільки сучасний рельєф успадковує попередню мезозойську складчастість, що була неглибоко зрізана денудацією.

Складчасті гори утворилися в рухомих зонах земної кори внаслідок зминання у складки товщі порід (переважно пластичних морських осадових відкладів) на останній стадії альпійської складчастості. Як наслідок сформувалися підняті на різну висо-

ту складки різної величини та нахилів. На цій стадії тектонічні структури відповідають рельєфу: антикліналі формують хребти, а синкліналі – долини; згодом ця відповідність порушується.

Брилово-складчасті і складчасті гори формують такі великі гірські системи Євразії, як Піренеї, Альпи (рис. 2), Карпати, Кримські, Кавказ, гірські області Далекого Сходу зі значними лавовими неоген-палеогеновими покривами і вулканічними конусами Камчатки, Гіндукушу, Каракоруму, Гімалаїв, гір західної частини Індокитаю (Араканські).



Рис. 2. Гори Альпи

Акумулятивні і пластові міжгірські і передгірські рівнини і низовини сформувалися під час пліоцен-четвертинного опускання території та накопичення відкладів. Вони приурочені, переважно, до синекліз та передгірських прогинів і складені пухкими відкладами. До них належать Венеціано-Паданська, Середньодунайська, Месопотамська, Індо-Гангська, Амуро-Приморська та інші низовини.

Вулканічні області острівних дуг оточують материк зі сходу та південного сходу і представлені смугами різних за площею островів: Курильські, Японські, групи островів Малайського архіпелагу.



Питання для контролю та самоконтролю:

1. Охарактеризуйте основні архейсько-протерозойські структури Євразії.
2. У яких регіонах Євразії герцинська складчастість проявлялася найінтенсивніше?
3. Охарактеризуйте основні структури альпійського орогенезу.

4. Проаналізуйте поширення плейстоценового зледеніння в Євразії, поясніть відмінності між Європейською та Азійською частинами.
5. У яких геолого-тектонічних структурах формуються основні металогенні пояси Євразії?
6. Які відмінності у формуванні цокольних і пластових платформених рівнин?
7. Чим відрізняється формування брилових і складчасто-брилових гір?
8. Поясніть формування брилово-складчастих гір.
9. В яких умовах формувалися акумулятивні і пластові міжгірські рівнини?

1.3. КЛІМАТ ЄВРАЗІЇ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. Чинники формування клімату Євразії.
2. Сезонна циркуляція атмосфери та кліматичні характеристики.
3. Кліматичні пояси та типи клімату Євразії.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Щербань М. І. Клімати Земної кулі / М. І. Щербань. – Київ : Рад. школа, 1986. – 234 с.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГПАНІС, 2005. – 510 с.

Climate of Europe. URL : <https://www.britannica.com/place/europe/climate>

Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – Ч. 1. : Евразия, Северная Америка – 417 с.

Екологічна катастрофа: головні загрози нашій планеті у п'яти графіках. BBC News Україна : веб-сайт. URL : <https://gn-web-assets.api.bbc.com/ngas/latest/dotcom-bootstrap.js>

Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко

[та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 1. : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

◎ 1. Чинники ФОРМУВАННЯ КЛІМАТУ ЄВРАЗІЇ

Основними кліматоформуючими чинниками Євразії, як і інших материків, є розподіл сонячної радіації, що головню визначається географічною широтою, а також циркуляція атмосфери та підстильна поверхня.

Оскільки протяжність Євразії з півночі на південь є значною, то річна сумарна радіація змінюється від 60 ккал/см² на арктичних островах до 70–140 ккал/см² у західній та центральній Європі, 120–180 ккал/см² на півдні та південному сході Азії і до 200–220 ккал/см² в Аравії (що досягає максимальних величин на Землі). Відповідно, річний радіаційний баланс у межах материка змінюється від 10 до 80 ккал/см², а у зимовий період на південь від Британії, Адріатики, Чорного моря, Каспію, півострова Корея, та півночі Японських островів він від'ємний.

Циркуляція повітряних мас Євразії залежить від сезонного положення центрів низького та високого тиску, розташованих над оточуючими океанами – зимових *Ісландського* й *Алеутського мінімумів*, та постійних *Північноатлантичного (Азорського), Північнотихоокеанського (Гавайського) і Південноіндійського максимумів*. Окрім того, масивність та величезні розміри Євразії спричинюють формування над материком сезонних атмосферних центрів високого (*Азійський (Сибірський) максимум*) і низького (*Південноазійський мінімум*) тиску.

Північно-західна частина Євразії перебуває під впливом *західного перенесення* повітряних мас, південна та південно-східна – *мусонної циркуляції*.

Із західним перенесенням на материк протягом року надходить повітря з Атлантики. З просуванням на схід воно трансформується, віддає вологу, прогріваючись улітку та охолоджуючись

узимку. Оскільки берегова лінія значно розчленована, а високих орографічних перешкод майже немає, то процес трансформації відбувається порівняно повільно і кліматичні умови змінюються поступово. Тільки за Уралом у межах Азії протягом року переважають континентальні повітряні маси.

Різкі контрасти у прогріванні та в баричних умовах між материком і Тихим океаном, що посилюються орографією Центральної та Східної Азії, зумовлюють типову для сходу Євразії яскраво виражену мусонну циркуляцію. Мусонний характер має також циркуляція над південною частиною Азії, тільки тут вона проявляється у взаємодії між материком та Індійським океаном.

Оточення водними басейнами Тихого, Атлантичного та Індійського океанів з існуючою в них системою теплих течій (Північноатлантична, особливо її північні відгалуження Шпіцбергенська та Норвезька, Куросіо, Мусонна) сприяє зволоженню, а Північного Льодовитого – значному вихолодженню узбережних територій.

Розчленованість західної та південної країн материка, його масивність, складна орографія (гірські системи Альп, Уралу, Вірменського нагір'я, Гімалаїв) та величезні рівнини, відкриті в бік океанів (Західносибірська, Китайська) спричинюють перерозподіл зволоження чи проникнення повітряних мас вглиб материка.

—● 2. СЕЗОННІ ЗМІНИ КЛІМАТУ

У **зимовий** сезон дуже різко виражені контрасти у нагріванні та розподілі тиску над материком та теплішими Атлантичним і Тихим океанами.

На півночі Атлантики формується *Ісландський мінімум* – область зниженого тиску, зумовлена дією *Північноатлантичної течії* та частим проходженням глибоких циклонічних депресій. Вплив теплих течій (Норвезької, Нордкапської, Шпіцбергена) та розчленування берегової лінії сприяє поширенню низького тиску на південну частину Льодовитого океану й західне узбережжя

Європи. На південь 30° пн. ш. встановлюється область високого тиску – *Північноатлантичний (Азорський) максимум*. Взаємодія цих баричних центрів визначає погоду Європейської частини материка. Повітряні маси, що відтікають із північної та східної окраїн Північно-Атлантичного максимуму втягуються в область зниженого тиску над північною Атлантикою і заходом Європи. Вони формують у помірних широтах систему циклонічних вітрів *західного і південно-західного* напрямків, що дмуть із відносно теплого океану та приносять багато вологи. У Західній Європі випадають дощі та мокрий сніг, у Східній – сніг. Особливо багато опадів на гірських схилах західної експозиції.

У полярних широтах в цей час переважають вітри зі *східною* складовою. Основні циклони проходять через Ісландію, Скандинавію та Баренцеве море.

Над акваторіями Середземного моря, що акумулює більше тепла, розвивається місцевий циклогенез. Циклони рухаються на схід і північний схід, проникають у західні райони Азії, іноді аж до долини Інду. Проходження циклонів супроводжується похмурою погодою з дощем або мокрим снігом. Кількість опадів, які вони приносять, різко зменшується із заходу на схід внаслідок послаблення фронтальної діяльності у внутрішніх частинах континенту. Часто морське повітря помірних широт змінюється арктичним, що призводить до різкого зниження температури, та зменшення опадів. Арктичне повітря рідко проникає в південну частину Європи, оскільки затримується субширотно розташованими гірськими хребтами. Під час просування західних повітряних мас вглиб континенту відбувається поступова зміна його характеристик – охолодження і висушування.

У внутрішніх районах Азії внаслідок вихолодження суходолу, а відповідно і приземного шару атмосфери в умовах орографічної обмеженості гірськими системами формується потужна область високого тиску – *Азійський (Сибірський) максимум*. По північній і східній окраїні цього антициклону холодне та сухе континентальне повітря відтікає в бік теплішого Тихого океану. Панують вітри північного і північно-західного напрямів – зимовий *мусон*.

Азійський максимум також формує виступ у західному напрямку, який іноді досягає Західної Європи, спричинюючи значні похолодання.

У Південній Азії взимку переважає пасатна циркуляція повітряних мас. Над Аравією панують сухі вітри східного краю *Північноатлантичного максимуму*. Над Індостаном і Індокитаєм, островом Шрі-Ланка панує *північно-східний пасат*, що відтікає від *Північнотихоокеанського антициклону* у бік екваторіальної улоговини (*зимовий мусон*).

Відповідно, на значній частині Азії зимові опади відсутні. У внутрішніх районах це пов'язано з антициклональним станом атмосфери і сильним переохолодженням поверхні. На східній окраїні материка причиною сухості є континентальний мусон, що виносить у бік океану сухе холодне повітря.

На південних півостровах і островах Азії, де панують зимові пасати, переважає суха погода. Опади бувають тільки в районах, де пасати, або північні вітри приносять достатню кількість вологи (південно-східні окраїни Індостану, Шрі-Ланки). На екваторі випадають конвективні дощі.

Зимова циркуляція атмосфери впливає на температурні умови Євразії. У Приатлантичних районах на південь від 39–40° пн. ш. при від'ємному радіаційному балансі переважають додатні температури (вплив теплої Атлантики), тому січневі ізотерми на більшій частині помірною поясу Євразії мають субмеридіальний характер, і тільки на схід від Єнісею їхнє простягання змінюється на субширотне. На узбережжі Біскайської затоки та Британських островах середні температури січня становлять +7°C. На західному узбережжі Скандинавії ізотерма 0°C піднімається до 70° пн. ш., а з просуванням на схід зимові температури знижуються і вже в центральній Європі мають від'ємні значення. На сході Східноєвропейської рівнини температура січня досягає -15°C, -16°C.

У Північній та Центральній Азії, розташованих в зоні дії Азійського антициклону та охолоджуючого впливу Арктики, характерні низькі температури з різко вираженою від'ємною аномалією, що відчувається аж до тропіка (можливі зниження

температури до 0°C). Середня січнева температура на Новосибірських островах -30°C, на узбережжі Яно-Індігірської та Колімської низовин – -35°C, у віддалених від узбережжя районах – -38°C. Узбережжя Анадирської затоки є теплішим – -20°C, -22°C (вплив Алеутського баричного мінімуму). Найнижчі зимові температури фіксують у Верхоянській та Ойм'яконській улоговинах – до -70°C, при середніх значеннях -50°C. У гірській Байкальській країні середньосічневі температури в межах -22°C, -28°C, а в міжгірних улоговинах до -36°C. Холодно у північній частині Центральної Азії (-27°C в Улан-Баторі, при фіксованих абсолютних мінімумах -50°C). На більшій частині Центральної Азії середні температури січня змінюються від -10°C до -25°C. У пустелях Середньої Азії, які періодично накриває зона зниженого тиску Азійського антициклону, зима тепліша – до -8°C, -12°C.

У Східній Азії, куди приходять сухі холодні повітряні маси з Сибіру, зимові температури є найнижчими для низьких широт (на півночі Великої Китайської рівнини до -5°C).

Температура по всій Південній Азії висока: +16°C, +20°C, а на островах Малайського архіпелагу +25°C.

У **літній період** термічні контрасти між океаном і суходолом не такі контрастні: послаблюється *Ісландський мінімум*, розсмоктується *Північнотихоокеанський мінімум*, зникає *Азійський максимум*, а над прогрітим материком у басейні Інду та над Перською затокою встановлюється центр низького тиску – *Південноазійський мінімум*. Область підвищеного тиску зберігається над полярним басейном, а *Північноатлантичний та Північнотихоокеанський максимуми* розширюються у північному напрямку і посилюються. В Індійському океані на південь від тропіка посилюється *Південноіндійський максимум*. Такий розподіл тиску у приземних шарах атмосфери створює умови для перенесення в Євразію повітряних мас з океанів.

На північному заході Європи між областю високого тиску в Арктиці та відрогом *Північноатлантичного максимуму* формується смуга відносно низького тиску. В її межах проходить циклонічна діяльність, пов'язана з арктичним фронтом, тому

над Європою переважають західні та північно-західні вітри, що приносять з океану відносно холодне повітря. Над прогрітим суходолом воно швидко трансформується в континентальне, як і морські арктичні маси. Такі процеси призводять до зростання середньої липневої температури із заходу на схід і зменшення кількості опадів у тому ж напрямку.

У Південній Європі та Західній Азії, куди надходять вітри зі східної окраїни *Північноатлантичного максимуму*, що несуть тропічне повітря, опадів майже немає. Особливо сухо у внутрішніх частинах материка, відгороджених від вологих повітряних течій гірськими підняттями.

Схід і Південь Азії омиваються відносно холоднішими водами Тихого й Індійського океанів, відповідно, між ними проявляються значні термічні та баричні контрасти. По західній окраїні *Північнотихоокеанського максимуму* в Азію надходить вологе повітря, при його взаємодії з теплішими континентальними повітряними масами випадають зливові дощі – літній мусон.

В Індостані та Індокитаї літній мусон формують екваторіальні повітряні маси Індійського океану. Конфігурація й розміри материка, а також південно-західна складова у літній мусонній циркуляції, сприяють глибокому проникненню цих вологих повітряних мас на північ – аж до Гімалаїв. Особливо інтенсивні опади випадають на схилах гірських підняттяв, розташованих на шляху проходження мусонів, зокрема на південно-східних схилах Гімалаїв, південних схилах Шіллонг (в Черапунджі фіксували річну суму опадів 1 0719 мм).

На приекваторіальних островах (екваторіальна смуга низького тиску) велике значення у зволоженні мають конвективні опади.

Щорічно з червня по листопад у Тихому та Індійському океанах зароджуються океанічні циклони (тайфуни) (рис. 3). Це сильні циклонічні завихрення, максимальна швидкість яких над океаном досягає **100 км/год (зазвичай 30–50 км/год)**. Вони супроводжуються зливами (до 150 мм) та нагінними хвилями. Особливо потерпають від тайфунів Філіппіни та Японські острови,

але проникають вони і на південь Далекого Сходу. В Індійському океані тайфуни рухаються на північ і північний захід до північного узбережжя Бенгальської затоки та Аравійського моря.



Рис. 3. Розвиток тайфуну Хайянь поблизу Філіппін у листопаді 2013 р.

Ізотерми липня в Європі простягаються субширотно з незначним відхиленням на південь біля берегів океану. Середня липнева температура у Західній Європі змінюється від $+12^{\circ}\text{C}$ на півночі до $+24^{\circ}\text{C}$ на півдні, а з просування на схід вона підвищується і місцями досягає $+26^{\circ}\text{C}$, $+28^{\circ}\text{C}$. На арктичних островах холодно – від $+2^{\circ}\text{C}$, $+4^{\circ}\text{C}$ у Європейському секторі, до $+1^{\circ}\text{C}$ на Новосибірських островах. Азійське узбережжя Північного Льодовитого океану ооконтурює літня ізотерма $+5^{\circ}\text{C}$, а у внутрішніх районах Яно-Індігирської та Колимської низовин середні температури піднімаються до $+12^{\circ}\text{C}$, у Забайкальських степах до $+18^{\circ}\text{C}$, $+21^{\circ}\text{C}$. Для всієї субтропічної, тропічної, субекваторіальної Азії характерні високі температури повітря – $+25^{\circ}\text{C}$, $+30^{\circ}\text{C}$, а внутрішні райони Центральної Азії та Аравійського півострова ооконтурює липнева ізотерма $+32^{\circ}\text{C}$ (при максимально фіксованих

температурах понад 55°C). Трохи нижчі температури характерні для островів Малайського архіпелагу – +24°C, +25°C.

☉ 3. Кліматичні пояси та типи клімату

Територія Євразії розташована в усіх кліматичних поясах Північної півкулі, а південні острови Малайського архіпелагу заходять у субекваторіальний пояс Південної півкулі.

Арктичний кліматичний пояс охоплює узбережжя Північного океану та його острови з пануванням арктичних повітряних мас протягом усього року. Суворість арктичного клімату наростає на схід внаслідок зменшення впливу Атлантики та посилення Арктичного та Азійського максимумів, а з наближенням до тихоокеанського узбережжя пом'якшується, тому в його межах виділяють морський (атлантична та тихоокеанську області) і континентальний сектори.

Арктичні острови Європи розташовані в зоні циркуляції морських повітряних мас, а вплив теплих течій значно пом'якшують їхні кліматичні умови. Їхній клімат визначають як **арктичний морський з дуже холодною зимою та холодним літом**. Він характеризується середніми зимовими температурами, що змінюються в межах -16°C, -20°C, літні не перевищують +5°C, річна сума опадів становить 300 мм.

Азійські архіпелаги Північного Льодовитого океану, а також прилегла до нього материкова частина (Північносибірська низовина, півострів Таймир, Яно-Індігирська та Колимська низовини, Чукотське нагір'я) належать до клімату **арктичного з дуже холодною сухою зимою і холодним сухим літом**. Зима сувора з середніми температурами -20°C, -35°C, частими північно-східними вітрами, літо холодне (від +1°C до +5°C), кількість опадів незначна – 200–300 мм, сніг лежить 260 днів.

Субарктичний кліматичний пояс сформувався вузькою смугою на півночі материка, до якої належить Ісландія, Скандинавія (північніше Полярного кола), північ Східноєвропейської

рівнини та захід Сибіру (північніше полярного кола) а на північному сході смуга розширюється у південному напрямку аж до 60° пн. ш. Субарктичний клімат характеризується переважанням арктичних повітряних мас із північно-східними вітрами взимку та помірних повітряних мас із західними вітрами влітку. У межах субарктичного поясу виділяють морський (атлантична та тихоокеанська області) та континентальний сектори.

Північ Скандинавії та частина Ісландії розташовані в зоні **субарктичного морського з холодною зимою і прохолодним літом** клімату. Для нього характерні відносно м'які зими (-5°C, -10°C) та прохолодне (до +10°C) літо. За рік випадає 300–700 мм опадів і вони рівномірно розподіляються по сезонах.

Клімат **субарктичний з дуже холодною сухою зимою і прохолодним літом** формується в азійській частині за панування антициклональних погодних умов взимку (вплив Азійського максимуму), що визначає найнижчі мінімальні температури повітря (понад -70°C в Ойм'яконі та Верхоянську). Літо прохолодне з середньомісячними температурами повітря від +10°C до +15°C. Опадів небагато, їх переважно приносять літні циклони: західні та північно-західні циклони зволожують західну частину території, південні та південно-східні – східну.

Помірний пояс охоплює найбільші, наймасивніші території Євразії, над якими панують помірні повітряні маси. Південна межа помірного поясу визначається літнім положенням полярного фронту, **тобто приблизно простягається по південному узбережжю Біскайської затоки, через Чорне та Каспійське моря до північної частини півострова Корея й острова Хонсю**. Внаслідок значної широтної протяжності річна сума сонячної радіації в його межах змінюється від 80 ккал/см² на півночі до 140 ккал/см² на півдні. Протяжність зі сходу на захід визначає зміну циркуляції повітряних мас: для західної частини характерне циклональне перенесення повітряних мас із впливом Атлантичного океану; у центральній частині панує Азійський зимовий максимум, у східній – мусонне перенесення повітряних мас. Тому для помірного поясу виділяють океанічний атлантичний, тихоокеанський мусонний та

континентальні (помірно-континентальний, континентальний, різкоконтинентальний) сектори, а в їхніх межах – низку кліматів, які різняться гідротермічними характеристиками.

В **океанічному секторі** розташована західна частина материкової Європи, а також південь Ісландії, захід Скандинавії та Британські острови. Тут формується **помірний морський клімат** з прохолодною зимою та теплим літом. Для нього характерне переважання атлантичного повітря протягом року із західною складовою та проявами циклонічної діяльності. Зимові погоди нестійкі дощові та туманні з середніми температурами від +1°C до +6°C, стійкий сніговий покрив не встановлюється. Середні літні температури від +10°C на півночі до +17°C на півдні. Опади випадають протягом року з зимовим максимумом (пов'язаний із циклонічною діяльністю), їхня річна сума понад 1 000 мм.

У Європейській частині **континентального сектора** внаслідок трансформації атлантичного повітря та зростаючого впливу континентальних повітряних мас зменшується кількість опадів та збільшуються річні амплітуди температур повітря, усталюється морозний період різної тривалості.

Для північної частини (Скандинавія, Фінляндія, північ Східноєвропейської рівнини) характерна тривала та сувора зима з середніми температурами січня -10°C, -15°C. Літо прохолодне. За рік випадає від 500 до 1 000 мм опадів, а їхній максимум припадає на початок літа. Такий клімат визначають як **вологий континентальний з прохолодним літом**.

Південну частину займає **клімат вологий континентальний з теплим літом**. Він характеризується помірно-холодною зимою з середніми температурами не набагато нижчими 0°C. Взимку встановлюється сніговий покрив і льодостав, але їхня тривалість невелика та збільшується з заходу на схід. Літо тепле, з середніми температурами +17°C, +20°C. Опади випадають цілий рік, але їхній максимум приурочений до циклональних опадів у першій половині літа.

У межах Західного Сибіру панує **помірний континентальний клімат з холодною зимою і помірно-теплим літом**. Про-

тягом року тут переважає континентальне повітря помірних широт, водночас відчутний вплив арктичних повітряних мас та атлантичних циклонів, які приносять опади. Зимові температури від'ємні та знижуються в північно-східному напрямі (від -6°C , -12°C у Прикаспії до -17°C , -25°C у Західному Сибіру). У цьому ж напрямі зменшується й середня температура липня (від $+25^{\circ}\text{C}$ до $+21^{\circ}\text{C}$, $+15^{\circ}\text{C}$). Річна сума опадів зменшується на південь і схід від 600–650 мм до 300 мм.

У межах південної частини Східного Сибіру та гірських систем Алтаю, Саян, Прибайкалля й Забайкалля формується **помірний різкоконтинентальний клімат з дуже холодною зимою і теплим літом**. Для нього характерне домінування континентальних повітряних мас та значні річні амплітуди температур. Зима сувора, внаслідок панування Азійського антициклону устальюється безхмарна морозна погода з середьосічковими температурами -25°C , -35°C (абсолютні мінімуми до -60°C). Літо тепле з середніми температурами липня $+17^{\circ}\text{C}$, $+20^{\circ}\text{C}$.

Туранська низовина, Казахський дрібносопковик та північна частина Середньої Азії належать до **помірного різкоконтинентального клімату з холодною зимою та спекотним літом**. Кліматичні умови цих територій зумовлені значною віддаленістю від океанів, впливом зимового Азійського максимуму та проникненням арктичних повітряних мас. Зима холодна, середні температури січня становлять -8°C , -12°C , при можливому їх зниженні до -40°C . Літо сухе та спекотне. Середні температури повітря у липні змінюються від $+24^{\circ}\text{C}$ до $+32^{\circ}\text{C}$, при максимумі до $+50^{\circ}\text{C}$. Опадів мало – 80–200 мм за рік, їх приносять веснянолітні місцеві, рідше атлантичні циклони.

У північній частині Центральної Азії (Такла-Макан, Гобі, Джунгарія), де взимку формується центр Азійського антициклону, поширений **помірний різкоконтинентальний клімат з дуже холодною зимою та теплим літом**. Клімат сухий зі значними сезонними та добовими амплітудами температур. Через вплив Азійського максимуму та складну орографію характерні холодні безхмарні зими з різкими відмінностями у температурах.

Січневі температури на рівнинах в межах -10°C , -25°C морозу, липневі $+20^{\circ}\text{C}$, $+22^{\circ}\text{C}$. В улоговинах Монголії температура взимку опускається до -35°C , -50°C . Річна сума опадів на рівнинах не перевищує 200 мм, гірських хребтах – до 500 мм, в пустелях Такла-Макан і Гобі – менше 50 мм. Через стійкі низькі зимові температури та незначну потужність снігового покриву або його відсутність у східних районах розвивається багаторічна мерзлота.

Притихоокеанський сектор охоплює території, розташовані на схід від хребта Великий Хінган (від Станового хребта на півночі до нижньої течії ріки Хуанхе на півдні). Клімат характеризується як *помірний мусонний з дуже сухою холодною зимою і вологим теплим літом*. Зимую панує суха морозна погода з сильними вітрами, що дмуть від Азійського антициклону, тільки над Японськими островами є снігопади, що формуються внаслідок просування повітряних мас над теплим Японським морем. Середні температури повітря у січні на материку становлять -12°C , -23°C , а на островах – -2°C , -5°C . Влітку дме вологий південно-східний мусон із периферії Північнотихоокеанського максимуму, який приносить майже 70% річної суми опадів.

Субтропічний кліматичний пояс в Євразії займає порівняно нешироку смугу від Атлантичного до Тихого океану. Для нього характерна сезонна зміна зимового західно-східного перенесення на літню тропічну циркуляцію повітряних мас. Велике значення має система гірських підняттів Східної Азії, що спричинює взимку розщеплення потоку західного перенесення повітряних мас на північну та південну гілки. У цьому поясі, як і в помірному, виділяють приатлантичний, притихоокеанський та континентальний сектори, а в їхніх межах кілька кліматів.

У **Приатлантичному секторі** формується сухий субтропічний чи *середземноморський клімат із сухим спекотним літом і м'якою вологою зимою*. Він охоплює Піренейський та Апеннінський півострови, південь та захід Балкан, Малу Азію, середземноморське узбережжя Аравійського півострова, а також півночі Месопотамії. Характеризується сухим літом ($+23^{\circ}\text{C}$, $+28^{\circ}\text{C}$) і вологою м'якою зимою (від $+0^{\circ}\text{C}$ до $+12^{\circ}\text{C}$) із можливими вторгненнями

арктичного повітря мас, що спричинюють різке зниження температур. Влітку переважає антициклонльний тип циркуляції атмосфери внаслідок впливу Азорського максимуму та панує тропічне повітря. Взимку район потрапляє в систему помірного західного перенесення та циклонічної діяльності, тому тут випадає до 80% річних опадів при сумі 500–600 мм, а в горах до 3 000 мм.

Континентальний сектор субтропічного клімату охоплює регіон від Малої Азії до басейну середнього Хуанхе. Гідротермічні відмінності спричинені неоднорідностями рельєфу, циркуляцією повітряних мас та різною віддаленістю від океану формують у його межах кілька кліматів.

У північній частині Іранського нагір'я поширений **субтропічний різкоконтинентальний клімат із відносно холодною зимою та сухим спекотним літом**. У літній період середні температурами становлять +22°C, +29°C, опадів мало – 1–3 мм за місяць. Взимку, залежно від розташування, середні температури змінюються від -6°C до +13°C, а під час вторгнення арктичних повітряних мас знижуються до -16°C, -29°C, опадів більше – 25–35 мм за місяць. Загалом за рік випадає до 200 мм опадів, але в їхньому режимі є певні відмінності – на заході переважають зимові опади, на сході – літні, що приносить південно-східний мусон.

Розташовані на шляху проходження літніх мусонів високі гірські системи Куньлуню, Гімалаїв та Тібетського нагір'я характеризуються **субтропічним високогірним кліматом з холодною сухою зимою і теплим вологим літом**.

В улоговинах Центральної Азії (Тарімська, Джунгарська, Цейдамська), а також південній частині Гобі сформувався **субтропічний аридний континентальний клімат з відносно холодною зимою і сухим спекотним літом**. Оскільки територія розташована в дії Азійського антициклону, середні температури січня є низькими і становлять -3°C, -12°C, а під час вторгнення холодних арктичних повітрях мас фіксували пониження температури до -40°C. Циклони, які зрідка проходять над територією, приносять незначні опади у вигляді снігу та дощу. Літо сухе та спекотне з середніми температурами липня +25°C, +30°C.

У притихоокенічному секторі при сезонній зміні вологих океанічних тропічних повітряних мас влітку і континентальних сухих помірних широт взимку сформувався **субтропічний мусонний клімат з сухою прохолодною зимою і вологим спекотним літом**. Він поширений у басейні Янцзи, півдні Японських островів, півдні Кореї. Зима суха і вітряна з середніми температурами +4°C, +8°C, а в разі вторгнення холодного континентального повітря температура знижується до 0°C. Літо спекотне, вологе, оскільки в цей сезон випадає до 75% від річної суми опадів внаслідок розвитку мусонів і циклональної діяльності на фронтах. Загалом за рік на рівнинах випадає 700–900 мм, а на навітряних схилах гір до 2 000 мм.

Тропічний аридний постійно сухий і спекотний клімат у Євразії виражений фрагментарно. Він охоплює південь Аравії, Месопотамії та Іранського нагір'я, а також північну частину басейну ріки Інд. Над цими територіями протягом року переважають сухі континентальні тропічні повітряні маси, які влітку формуються в західній частині Азійського мінімуму, взимку – над Аравією та Іраном у місцевих антициклонах. Тому характерними є незначна хмарність (до 20 % навіть у зимовий період), високі температури (не нижче +10°C взимку та понад +30°C влітку) мала кількість опадів (до 100 мм). Тільки на південь Іранського нагір'я з Середземного моря проходять атлантичні повітряні маси, що приносять короткочасні зливові дощі.

Субекваторіальний постійно спекотний перемінно-вологий клімат виражений тільки в Азійській частині. У межах його впливу розташовані Філіппіни, півострови Індостан й Індокитай, Індо-Гангська рівнина та південно-східні райони Китаю. Чітку північну межу формують Гімалаї, до гребеня яких проникає мусон із Індійського океану. Характеризується переважанням у літній сезон вологого екваторіального повітря, яке приносить мусон з Індійського океану. З ним пов'язані зливові опади, особливо інтенсивні на навітряних схилах гір. Взимку дмуть сухі північно-східні *пасати*, які не приносять опадів, оскільки *Північнотихоокеанський антициклон* зміщується на південь. Найспекотніший період – весна з температурами до +40°C. Кількість опадів залежить від орографії і коливається від 100 мм (верхів'я Інду) до 12 000 мм (Черапунджі).

Субекваторіальний тип клімату виражений і на островах Південної півкулі, де спостерігається перехід до *мусонного* режиму, тобто посилення літніх опадів, і з'являється короткий період відносної сухості внаслідок проникнення в бік екватора *пасату* зимової півкулі. Особливо чітко сухий сезон виражений на північному сході Калімантану, півночі Суматри, Яві.

Екваторіальний постійно спекотний і постійно вологий клімат формується на значній частині півострова Малакка й оточуючих островах, південному заході Шрі-Ланки та відповідає екваторіальній баричній депресії. Протягом року тут панують екваторіальні повітряні маси, які влітку формуються з тропічного *пасату* південної півкулі, взимку – північної. Для цих територій характерне рівномірне зволоження протягом року з двома максимумами при зенітальному положенні Сонця, рівномірними високими температурами $+26^{\circ}\text{C}$, $+27^{\circ}\text{C}$, перезволоженістю (сума опадів 2 000–4 000 мм), коефіцієнт зволоження понад 1,5.



ПИТАННЯ ДЛЯ КОНТРОЛЮ І САМОКОНТРОЛЮ

1. Розкрийте роль сонячної радіації у формуванні клімату Євразії.
2. Проаналізуйте вплив постійних і сезонних баричних центрів на циркуляцію повітряних мас над Євразією.
3. Розкрийте механізм мусонної циркуляції над Південною та Східною Азією.
4. Охарактеризуйте кліматичні умови Євразії в зимовий сезон.
5. Охарактеризуйте кліматичні умови Євразії у літній сезон.
6. Охарактеризуйте арктичний кліматичний пояс Євразії.
7. Охарактеризуйте субарктичний кліматичний пояс Євразії, поясність секторні відмінності у цьому поясі.
8. Поясніть причини формування різних типів кліматів у межах помірнього кліматичного поясу.
9. Охарактеризуйте клімати континентального сектора помірнього поясу.
10. Поясніть причини фрагментарного формування тропічного клімату в Євразії.
11. Охарактеризуйте субекваторіальний кліматичний пояс Євразії.

1.4. ВНУТРІШНІ ВОДИ ЄВРАЗІЇ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. Розподіл шару стоку в Євразії.
2. ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ГІДРОЛОГІЧНОЇ МЕРЕЖИ МАТЕРИКА.
3. ОСНОВНІ ТИПИ ЖИВЛЕННЯ РІК ЄВРАЗІЇ.
4. ХАРАКТЕРИСТИКА ГІДРОМЕРЕЖИ БАСЕЙНІВ ОКЕАНІВ.
5. ОЗЕРА.
6. БОЛОТА ТА ПІДЗЕМНІ ВОДИ.
7. ЗЛЕДЕНІННЯ І БАГАТОРІЧНА МЕРЗЛОТА.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Міхелі С. В. Фізична географія Євразії: навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.

Довідковий атлас світу. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Кондратьева Т. И. Физическая география материков и океанов / Т. И. Кондратьева, Б. А. Алексеев, Т. А. Ковалева. – Москва : Academia, 2014. – 417 с.

Characteristics and changes of streamflow on the Tibetan Plateau / L. Cuo [and oth.]. // Hydrology: Regional Studies. – 2014. – Vol. 2. – P. 49–68. URL : <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.08.004>

Гудзевич А. В. Регіональна фізична географія (Європа та Азія) : навч. посіб. / А. В. Гудзевич. – Вінниця : Віндрук, 2005. – 464 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи : навч. посіб. / І. П. Половина. – Київ : АртЕК, 1998. – 272 с.

Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. Т. 1 : Азія / П. Г. Шищенко [та ін.] ; за ред. П. Г. Шищенка. – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. Т. 2 : Європа / П. Г. Шищенко [та ін.] ; за ред. П. Г. Шищенка. – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

1. Розподіл шару стоку

На поверхню Євразії випадає близько 40 тис. км³ опадів, більше половини (23 тис. км³) з них випаровується. Річний стік із території материка (разом із островами) становить понад 16 тис. км³ при середньому **шарі стоку** 300 мм. Загалом середній шар стоку Євразії є вищим за середньоземний показник, але меншим, ніж у Південній та Північній Америці. Водночас значні кліматичні контрасти, різноманітність геолого-тектонічної структури та рельєфу, неоднорідність ґрунтово-рослинного покриву спричинили значні відмінності у його розподілі на материк.

Максимальні показники шару стоку (понад 1 500 мм) формуються у субекваторіальному й екваторіальному поясах (острови Зондського архіпелагу, західний Індокитай та Індостан, центральна частина Гімалаїв). В інших поясах такі високі показники характерні тільки для навітряних гірських схилів – на Японських островах, Альпах і Скандинавському нагір'ї формується шар стоку від 1 500 до 600 мм. На значній частині Європи, північної та східної Азії річний шар стоку становить від 200 до 600 мм. На Піренейському півострові, Дунайських рівнинах, середній частині Східноєвропейської рівнини характерний стік менше 200 мм. Середня та Центральна Азія, басейн нижнього Інду, Іранське нагір'я, Аравійський півострів мають шар стоку менше 50 мм на рік, а в багатьох частинах цього регіону висота шару не перевищує 15 мм. Загалом ці цифри відображають різницю в густоті та характеристиці поверхневих вод різних частин материка.

2. Особливості формування гідрологічної мережі материка

Окраїнні частини Євразії, особливо західна, східна та південно-східна, мають густу водну мережу, до якої входять великі річкові системи. Внутрішні та південно-західні частини

материка майже не мають поверхневих вод і стоку в океан. Такий нерівномірний розподіл поверхневих вод у Євразії залежить не тільки від сучасних природних умов, але і від особливостей розвитку материка.

Очевидно, що до потужних неоген-четвертинних тектонічних підняттяв, які сформували високі гірські хребти у південній частині материка, кліматичні умови центральних частин Євразії, хоч і характеризувалися сухішим кліматом (порівняно з окраїнними), але не були такими аридними, як тепер. Тому в кайнозої у центральній частині материка існувала розвинута мережа рік і озер, стік з яких був спрямований на північ, схід і південь. Тектонічні рухи призвели до відгородження внутрішніх частин від впливу океанів, аридизація клімату – до зменшення та переформування поверхневого стоку й утворення у внутрішніх частинах Євразії великих безстічних областей (Іранське нагір'я, Тібет, плоскогір'я Китаю та Монголії).

Найпотужніші річкові артерії, що закладалися до підняття високих хребтів, зберегли свій початковий напрям, прорізали ці хребти глибокими епігенетичними долинами (Інд, Брахмапутра (Цангпо), Салуїн, Меконг, Янцзи). У північних районах, особливо на північному заході материка, великий вплив на формування водної мережі мало четвертинне зледеніння.

Так, у межах величезного Євразійського суходолу залежно від історії розвитку та сучасного рельєфу, а також від кліматичних особливостей сформувалися різні регіональні типи гідрологічної мережі та режимів рік.

===== © 3. Основні типи живлення рік Євразії

Неоднорідність кліматичних умов Євразії спричинює значну різноманітність типів живлення рік. Найпоширенішим типом є **снігове живлення**, або його переважання. У цій категорії виділяють три типи: з *весняними повенями* (60% стоку) до якої належить помірна смуга Східноєвропейської рівнини,

Центральноевропейського середньогір'я та сходу Феноскандії; з *весняно-літніми паводками* – Західний і Східний Сибір; з *літніми паводками* – приокеанічні райони помірного поясу східної Азії, де поряд із сніговим живленням велика частка припадає на дощове живлення (20–30%) із паводковим режимом у дощовий сезон.

Для рік крайніх північних районів материка (Ісландія, Північна Земля, Земля Франца-Йосифа) характерне **льодовикове живлення** з літнім максимумом витрат. До цього ж типу належать верхні ділянки рік у високогір'ях Скандинавії, Альп, Кавказу, Південного Сибіру, Центральної Азії та Гімалаїв.

Ріки **дощового живлення** теж мають значне поширення у Євразії, особливо у південних регіонах. Водопілля у них збігається з дощовим періодом, який настає залежно від кліматичних умов. *Літнє мусонне* (в тому числі субекваторіальне) підняття рівня води характерне для рік Індостану, Індокитаю та сходу Азії. *Осінньо-зимове водопілля* (середземноморський тип) мають ріки південної Європи, частково Передньоазійських нагір'їв та Центральної Азії. *Екваторіальний* тип із рівномірним розподілом стоку протягом року і двома незначними максимумами притаманний рікам Малайського архіпелагу.

◎ 4. ХАРАКТЕРИСТИКА ГІДРОМЕРЕЖІ БАСЕЙНІВ ОКЕАНІВ

Територія Євразії належить до басейнів Атлантичного, Північного Льодовитого, Тихого та Індійського океанів.

До басейну **Атлантичного** океану належить гідрологічна мережа західної, південної та частково східної Європи. Горизонтальне та вертикальне розчленування цієї території визначає значну подрібненість річкових басейнів і порівняно невелику довжину рік.

У *Західній Європі*, де в рельєфі переважають горбисті рівнини, плато та невисокі гірські масиви, ріки протікають у широких терасованих долинах і формують розгалужені системи та есту-

арії при впадині. Вони характеризуються дощовим живленням, рівномірним стоком протягом року з незначними зимовими паводками, не замерзають. Найбільша з них – *Сена*.

Середньоєвропейські ріки протікають по територіях із сильно розчленованим рельєфом і здебільшого беруть початок у горах. Тому їхні верхів'я мають типово гірський характер, а у низів'ї вододіли між річковими басейнами дуже нечіткі. Зростання континентальності клімату з заходу на схід призводить до формування льодоставу від кількох тижнів до трьох місяців. Найбільшими з цих рік є *Вісла, Одра, Ельба*.

Ріки *Східної Європи* переважно є рівнинними, мають повільну течію, протікають у вироблених терасованих долинах. Вони мають змішане живлення з перевагою снігового (навесні) та дощового (у літньо-осінній період), взимку встановлюється льодостав, який у східній частині може тривати до чотирьох місяців. Для цих рік є характерними весняна повінь та зимова межень. Найбільшими ріками цього регіону є *Дніпро, Дон, Західна Двіна*.

У *південній частині Європи* і на *заході Азії* гірський рельєф у поєднанні з середземноморським кліматом формують ріки із невиробленими профілями, значними падіннями, зимовими паводками та літньою меженню. Переважає дощове живлення. Невеликі річки цих регіонів у літній період частково або повністю пересихають.

Найбільшою рікою басейну Атлантичного океану є *Дунай* (рис. 4). Його довжина становить 2 850 км, а площа басейну понад 800 тис. км².

До басейну *Північного Льодовитого океану* належить більша частина рік Північної і Центральної Європи та Північної Азії, що становить понад 30% площі материка. Для них характерне змішане (дощово-снігове) живлення з переважанням снігового.

Для рік Північної та Східної Європи, що належать до цього басейну, характерною особливістю є морфологічна молодість їхньої мережі, оскільки територія порівняно недавно звільнилася від льодовикового покриву. Річкові долини та озерні улоговини представлені, переважно, тектонічними тріщинами, відпрацьо-



Рис. 4. Ріка Дунай

ваними льодовиком. Ріки короткі, багатоводні та зарегульовані озерами.

Ріки Північної Азії та Сибіру формують довгі та розгалужені системи з добре виробленими долинами, характерним є вплив багаторічної мерзлоти, в межах якої вони протікають. Ріки надовго замерзають узимку, а навесні сильно розливаються. Західно-сибірські ріки рівнинні з повільною течією, невисокою весняною повінню, підвищеним літньо-осіннім стоком. Східно-сибірські ріки мають гірський бурхливий характер течії, високу весняну повінь, низьку літню та зимову межень, тривалий льодостав і затори при льодоході. Найдовшою серед річок цього регіону є *Лена* (4 400 км), а найповноводнішою – *Єнісей*.

До басейну Північного Льодовитого океану належить і *озеро Байкал* – найглибше озеро Земної кулі з глибиною 1 620 м.

Басейн *Тихого океану* охоплює схід Азії, Індокитай та Малайський архіпелаг та характеризується добре розвинутою гідрологічною мережею. Великі річки беруть початок у високих горах, у верхів'ях вони гірські зі стрімкою течією, глибоко врізаються

в товщі гірських порід. Окрім північної частини материка, де є значна частка снігового живлення, річки басейну Тихого океану мають дощове живлення, у горах – значна частка снігового та льодовикового.

Для річок північно-східної частини регіону характерний мусонний амурський гідрологічний режим із зимовою меженню, тривалим льодоставом, незначною весняною повіддю та літнім мусонним дощовим паводком. Такий тип гідрологічного режиму з відчутним впливом морських приливів у нижній частині течії характерний для *Анадири*, *Амуру* та ін.

Ріки Південного-Сходу Азії характеризуються мусонним китайським водним режимом. У літній період формується мусонний паводок, взимку – межень, але на південь від Янцзи вона виражена слабко через циклональні опади, а проходження тайфунів викликають осінній паводок. Великі ріки стікають із Тібетського нагір'я – *Хуанхе*, *Янцзи*, *Меконг* (рис. 5) та ін.



Рис. 5. Ріка Меконг

Янцзи є найбільшою рікою Євразії, її довжина 6 300 км. У верхній течії це гірська річка, впливши на рівнину, тече повільно, розпадається на рукави, утворює озероподібні розширення, впадає в Східнокитайське море. Крім мусонних літніх дощів, у верхній течії вона живиться талими сніговими та льодовиковими водами.

Екваторіальні ріки (Малайський архіпелаг) завжди багатководні, мають дощове живлення, рівномірний річний стік із двома незначними зенітальними максимумами.

Басейн **Індійського океану** охоплює Південь і Південний Захід Азії, до нього належать найбільші ріки світу – *Ганг* із *Брахмапутрою*, *Інд*, *Салуїн*, *Іраваді*, *Тигр*, *Євфрат*. Їхні витoki розташовані у горах, тому у верхів'ях вони мають швидку течію та снігово-льодовиково-дощове живлення. В середній течії ріки рівнинні з дощовим живленням, у нижній течії – частково транзитні та навіть пересихаючі у зимовий сезон, оскільки значна частка води витрачається на зрошення.

Регіон переважно охоплює території з пануванням мусонного клімату, але з різними умовами зволоження, що зумовлює різницю гідрологічних режимів річок. Літні високі паводки характерні для рік Індокитаю (*Салуїн*, *Іраваді*), у ріках півдня Індостану та острова Шрі-Ланка максимум витрат припадає на осінній період. У ріках басейну Інду, які перетинають посушливі території, сильно виражена зимова межень, Ганг та Брахмапутра має слабше виражену межень. Для Тігру та Євфрату, басейни яких розташовані на територіях з переважанням зимових опадів, максимальний рівень води спостерігається навесні (коли до дощового живлення додається вагома частка снігового).

Басейн **внутрішнього** стоку займає близько третини площі Євразії. У його межах виділяють кілька окремих басейнів: Каспійський басейн із площею понад 3 млн км², до якого належать такі великі ріки, як *Волга* (з 530 км), *Урал*, *Кура*, *Терек*; басейн Іранського нагір'я, найбільшою рікою якого є *Гільменд*; басейн Малої Азії; Центральнопівденноазійський або Аральський басейн, ріки якого переважно не доносять свої води до Аральського моря і

губляться в пісках (*Амудар'я, Сирдар'я, Зеравшан, Чу, Мурґаб*); Балхашський; басейн Аравійського півострова з переважанням тимчасових водотоків; басейн пустелі Тар.

Загалом для басейну внутрішнього стоку характерні невеликі слабко розгалужені ріки (окрім Волги), з незначним стоком. Вони різняться за особливостями живлення. Ріки, що беруть початок у горах, де є потужне зледеніння та значні запаси снігу, зберігають постійний водотік, а максимум витрат припадає на пізню весну та літо (*Тарім*). Ріки посушливих регіонів із витоків у невисоких горах мають нерегулярне дощове та снігово-дощове живлення, різке коливання витрат і пересихають на тривалий час.

—◎ 5. ОЗЕРА

Озера в Євразії займають значні площі, але поширені досить нерівномірно. Їх поділяють: за водним балансом (стічні та безстічні); за хімічним складом (прісні та солоні); за походженням озерних улоговин (тектонічні, льодовикові, карстові, вулканічні, лиманні, суфозійні, залишкові).

Найбільша кількість озер розташована в районах, що вкрилися четвертинними льодовиками – Феноскандія, Північна Європа, менше – Північна Азія, а також гірські системи Євразії. У Північній Європі переважають **льодовиково-тектонічні озера**, улоговини яких сформувалися в тектонічних тріщинах неоген-четвертинного часу, що відпрацьовані льодовиком. Вони переважно глибокі, мають неправильні форми, береги складені кристалічними породами – *Венерн, Веттерн, Саймаа* та ін. У поглиблених покривним льодовиком тектонічних улоговинах утворилися озера більш правильної округлої форми – *Ладозьке, Онезьке, Таймир*. Для гір Євразії характерні озера, улоговини яких були закладені в тектонічних впадинах у кінці неогену, а згодом були відпрацьовані та переzagлиблені потужними льодовиками, що спускалися з гір. Деякі озера утворилися в кінцях льодовиків

внаслідок запрудження кінцевою мореною. До таких озер належать *Женевське озеро, Боденське, Цюрихське, Лаго-Маджоре, Комо, Гарда*.

Льодовикові озера є в усіх гірських системах Євразії, що мали четвертинне зледеніння. Це порівняно невеликі за розмірами *карові, циркові* чи *трогові* озера (*Несамовите* в Чорногорі, *Морське око* в Татрах).

Є озера, походження яких пов'язано тільки з **тектонічними** процесами, переважно неоген-четвертинного періоду. Їхні улоговини – це зони розломів або тектонічні западини, вони розташовані на різних висотах, мають різні розміри та глибини, можуть бути як стічними, так безстічними і солоними. Наймолодше й мабуть найбільше тектонічне озеро Європи – *Балатон*, що сформувалося в неглибокому грабені в післяльодовиковий час. Озера тектонічного походження є також на Апеннінському півострові (*Тразименське*) та острові Великобританія (*Лох-Несс*).

Окремо слід виділити **тектонічні** озера **рифтових** зон. Це відомі озера *Байкал* (рис. 6) і *Хабсугул* (стічні, прісні, глибокі) та *Мертве Море*, закладене в рифтовій зоні Аравійської платформи майже на 400 м нижче рівня океану з солоністю 260‰.



Рис. 6. Озеро Байкал

Залишкові (реліктові) озера переважно поширені в Центральній Азії та Передньоазійських нагір'ях і сформувалися в улоговинах більших водойм, які вже існували. Це солоні озера, особливості яких свідчать про значні коливання клімату та зміни водного режиму цих територій. Найбільшими з них є *Аральське море* (через забір води на зрошення з Сирдар'ї та Амудар'ї озеро розпалося на кілька басейнів) та озеро *Балхаш*. На Малоазійському нагір'ї до залишкових озер належать озеро *Туз*, у Монголії та Тибеті – *Убсу-Нур*, *Хіргіс-Нур*, *Кукунор*. Для рівнин Центральної Азії характерні блукаючі озера типу озера *Лобнор*.

Тектонічно-залишкові озера є залишками великих давніх озер, що сформувалися в тектонічних улоговинах. До них належить *Каспійське море*, найбільше на Землі безстічне озеро. Воно глибоке (понад 1 000 м) та солоне (12‰).

В утворенні високогірних безстічних озер Вірменського нагір'я (*Ван*, *Урмія*) поряд із тектонікою присутній вулканізм. Озера **вулканічного походження** переважають в Японії (42%) та інших районах давнього та сучасного вулканізму.

В областях поширення вапняків сформувалися **карстові озера**. Їх багато у Центральних Апеннінах, західних районах Балкан, горах Тавр, на Шанському нагір'ї, Загросі, Середньоірландській рівнині. Карстові озера переважно глибокі, правильної форми. **Карстово-тектонічні** виникають внаслідок ускладнення тектонічних западин карстовими формами, до них належать *Охридське озеро* та озеро *Преспа*.

У районах поширення багаторічної мерзлоти внаслідок процесів танення та просідання ґрунту утворюються **термокарстові** озера – невеликі, неглибокі, з сезонними коливаннями рівня води.

Суфозійні озера утворюються у зниженнях, що виникли внаслідок процесів просідання ґрунту та найбільше поширені в степових і лісостепових слабкорозчленованих районах Східноєвропейської та Західносибірської рівнин, складених лесовими покривами. Це невеликі, переважно мілкі озера, мають значні сезонні коливання рівнів води, іноді мінералізовані.

Заплавні озера (старичні, дельтові) утворилися у долинах рік внаслідок акумулятивної та ерозійної діяльності їхніх вод. Переважно вони неглибокі, але можуть мати великі площі – озеро *Ялпуг* у дельті Дунаю, озеро *Тонлесан* у дельті Меконгу, *Поянху* в заплаві Янцзи. Під час повеней ці озера з'єднуються з річками та є важливими регуляторами їхнього стоку.

Загатні (обвальні-загатні) озера утворюються внаслідок перегородження рік гірськими обвалами. Вони невеликі за розмірами, але можуть бути досить глибокими. Так глибина *Сарезького* озера, утвореного на р. Мурчаб у 1911 році внаслідок обвалу, спричиненого землетрусом, становить 520 м. Загатними є озеро *Ріца* на Кавказі та *Синевир* у Карпатах.

Лиманні озера сформувалися на Причорноморській та Прикаспійській низовинах. Переважно це затоплені гирла невеликих рік, відділених від моря піщаними косами.

На узбережжі Апеннін багато **лагунних** озер (*Варано*, *Лезіна*) – колишні затоки і бухти відокремлені від узбережжя піщаними косами.

— 6. БОЛОТА І ПІДЗЕМНІ ВОДИ

Значні площі в перезволожених районах Євразії займають **болота**. Їхньому поширенню сприяють надмірна кількість опадів, зниження в рельєфі та мала випаровуваність. Більшість боліт розташовані на північних та центральних територіях помірного поясу. Живляться болота підземними та поверхневими водами, мають добре розвинутий та потужний торфований шар. Одне із найбільших боліт Євразії та світу – *Васюганське*, яке розташоване на Західносибірській низовині.

Для північно-західної та південно-східної частини материка характерні приморські болота (марші), що сформувалися на морських узбережжях із вологим кліматом. В Європі такі болотисті місцевості у багатьох місцях осушені й використовуються як сільськогосподарські землі. Часто вони відгороджені від моря дамбами.

Євразія багата на **підземні води**. На всіх великих рівнинах, зокрема й на посушливих територіях, на значних глибинах сформувалися басейни пластових та артезіанських вод – Західносибірський, Індо-Гангський, Центральоазійський та інші басейни. Найбільшим і, напевно, найбільш вивченим є Західносибірський артезіанський басейн площею понад 3 млн км². Його водоносні комплекси пов'язані з товщею *відкладів мезо-кайнозою та породами складчастого фундаменту плити*. Виділяють два гідрологічні пласти розділені потужною товщею морських глинистих відкладів верхньої крейди. Представлені прісними та мінеральними водами, в тому числі термальними, трапляються розсоли.

Для гірських територій характерні підземні води тріщинно-жильного типу, а в передгірних улоговинах підґрунтові води виклинюються на поверхню, утворюючи оазиси. У зонах поширення карсту формуються тріщинно-карстові та карстові підземні води.

У зонах тектонічних розломів на поверхню піднімаються термальні води, які утворюють гейзери.

☉ 7. ЗЛЕДЕНІННЯ І БАГАТОРІЧНА МЕРЗЛОТА

У Євразії **багаторічна мерзлота** є наслідком плейстоценового зледеніння і охоплює площу близько 11 млн км². Вона поширена у північно-східній частині материка – у Європі неширокою смугою на Кольському півострові та Большеземельській тундрі, в Азійській частині займає значно більші території. Південна межа багаторічної мерзлоти проходить по північній частині Ямалу та Гиданського півострова, в районі Дудинки перетинає Єнісей, а далі різко опускається на південь, охоплюючи значні території Середньосибірського плоскогір'я на південь від Полярного кола. У долині Лени вона простягається на південь від гирла Вілюю, охопивши весь його басейн, далі трошки зміщується на північ до верхньої течії Колими та до берегів Анадирської затоки.

Потужність мерзлого шару збільшується у східному напрямку: на Кольському півострові вона коливається від кількох метрів до кількох десятків метрів; на сході Большеземельської тундри сягає до 200 м; на півострові Таймир і в басейні Вілюю її потужність становить майже півтора кілометри, на півдні Забайкалля, по берегах Охотського моря, а також на південному заході Сибіру і на Камчатці – 100 м.

Окрім суцільної смуги багаторічна мерзлота формує острівну зону, яка охоплює північ Західносибірської рівнини, тундру Руської рівнини, весь Східний Сибір і Далекий схід (окрім південного Примор'я та півдня Камчатки). Також вона поширена в Монголії, Алтаї та Кавказі.

Багаторічна мерзлота залучена в глобальні процеси змін клімату. У шарі мерзлих порід вміст води (перебуває у вигляді льоду) варіює від кількох відсотків до 90%. Окрім води мерзлі породи також містять поклади газових гідратів, зокрема гідрату метану. Через підвищення температури повітря у Північній півкулі почався процес танення мерзлих порід, що супроводжується як просіданням ґрунту, так і вивільненням метану. Згідно з дослідженнями, багаторічна мерзлота, вік якої в районах російської Півночі оцінюють до 130 тис. років, тане дуже швидко, формуються гігантські за площею воронки і кратери в багатьох регіонах Сибіру – відома воронка на Ямалі, утворення якої пов'язують із гігантським викидом метану, кратер Батагака в Якутії, який утворився понад 50 років тому і продовжує зростати. Оскільки на багаторічній мерзлоті стоять великі північні міста, дороги до них, нафтові та газові родовища, нафто- і газопроводи, інтенсивне її танення може призвести до масштабних техногенних аварій.

Льодовики. Площа сучасного зледеніння Євразії становить близько 230 тис. км². Льодовики формуються на арктичних островах і в горах залежно від висоти снігової лінії. У горах Євразії висота снігової межі підвищується з півночі на південь і від окраїнних частин материка до його внутрішніх районів. Тому великими центрами сучасного зледеніння є не тільки найвищі гірські системи, такі як Куньлунь, Каракорум, Гімалаї, Памір,

Тянь-Шань, а й значно нижчі, але значно зволожені гори приатлантичних районів.

Загальна площа сучасних льодовиків Європи перевищує 116 тис. км². Найбільші скупчення льодовиків сформувалися на Шпіцбергені, де їхня площа становить 58 тис. км². Є льодовики на Новій Землі, Землі Франца-Йосипа та в Ісландії, де розташований найбільший в Європі льодовик Ватнайокутлі. У Скандинавських горах межа снігової лінії лежить на висоті від 700 до 1900 м. У цих регіонах переважають льодовики типу куполів і щитів, є також карові та передгірні льодовики, потужність льоду нерідко становить 400–600 м, сягаючи в окремих випадках 1 000 м. Деякі льодовики островів Арктики спускаються до моря і дають початок айсбергам.

У материковій частині Європи льодовики є в Альпах (близько 1 200 льодовиків, найбільшим із них є *Алецький* у Бернських Альпах із площею 169 км²), де снігова межа піднімається до висоти 2 500–3 300 м, на півночі Уралу, у Піренеях (поширені у Західних і Центральних Піренеях неширокою смугою вздовж хребтів до висот 2 700–2 800 м). Тут представлені головно карові та долинні льодовики. У горах Сьєрра-Невада був розташований напівденніший у Європі льодовик (*Корраль-де-ла-Велета* на горі Муласен), який розтанув у 1913 р.).

Азія має найбільші в світі площі гірського зледеніння, покривне зледеніння поширене тільки на окремих північних островах. Оскільки найвищі гірські системи сформувалися у внутрішній частині материка та характеризуються різкою континентальністю клімату з малими сумами опадів, їхня снігова лінія розташована на значних висотах. Її висота для Каракоруму і Куньлуню 5 000–5 500 м, Гімалаїв – 4 500–5 000 м, сходу Тянь-Шаню – 3 700 м, Кавказу – 2 700 м. Вище, ніж в інших горах, розташована снігова лінія у Тибеті – 6 400 м.

Найпотужніше зледеніння має Каракорум, тут розташовані найбільші й найдовші льодовики – *Сіачен* (довжина 76 км, площа 750 кв. км²), *Біафо* (довжина 63 км). У горах Паміру лежить найдовший льодовик у світі за межами полярних регіонів – *льодовик*

Федченка завдовжки 77 км, він належить до гірсько-долинного типу льодовиків. На північному схилі гори Джомолунгми сформувався льодовик *Ронгбук*.

Льодовики Євразії перебувають у стадії активного танення.



ПИТАННЯ ДЛЯ КОНТРОЛЮ І САМОКОНТРОЛЮ

1. Перелічіть основні чинники, що впливають на розподіл гідрологічної мережі Євразії.
2. Проаналізуйте розподіл шару стоку на території Євразії та вкажіть причини його неоднорідності.
3. Охарактеризуйте основні типи водних режимів рік Євразії та проаналізуйте їхнє просторове поширення.
4. Вкажіть закономірності, за якими відбувається розподіл озер на території Євразії.
5. Проаналізуйте залежність розмірів та гідрологічних характеристик озер від їхнього походження.
6. Проаналізуйте причини значного поширення боліт на території Євразії.
7. Перелічіть найбільші артезіанські басейни Євразії та охарактеризуйте умови їхнього формування.
8. Проаналізуйте поширення сучасного гірського зледеніння Євразії.

1.5. ГЕОГРАФІЧНІ ПОЯСИ І ПРИРОДНІ ЗОНИ ЄВРАЗІЇ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. АРКТИЧНИЙ ПОЯС.
2. СУБАРКТИЧНИЙ ПОЯС.
3. ПОМІРНИЙ ПОЯС.
4. СУБТРОПІЧНИЙ ПОЯС.
5. ТРОПІЧНИЙ ПОЯС.
6. СУБЕКВАТОРІАЛЬНИЙ ПОЯС.
7. ЕКВАТОРІАЛЬНИЙ ПОЯС.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Исаченко А. Г. Природа мира. Ландшафты / А. Г. Исаченко, А. А. Шляпников. – Москва : Мысль, 1989. – С. 16–271.

Позняк С. П. Грунтознавство і географія ґрунтів : підручник: у 2-х част. / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2020. – Ч. 2. – С. 37–188.

Кукурудза С. І. Біогеографія / С. І. Кукурудза. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. – С. 298–348.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

An updated Vegetation Map of China (1:1 000 000) // Science Bulletin. – 2020. – Vol. 65. – I. 13, 15. – P. 1125–1136. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2095927320302152>

Ahti T. Vegetation zones and their sections in northwestern Europe / T. Ahti, L. Hämet-Ahti, J. Jalas. // Annales Botanici Fennici. – 1968. – Vol. 5. – № 3. – P. 169–211. URL : <https://www.jstor.org/stable/23724233>

Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. Ч. 2 : Европа / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – 417 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.

В Євразії представлений весь спектр природних зон арктичного, субарктичного, помірнього, субтропічного, тропічного, субекваторіального та екваторіального поясів. Широтна орієнтація

зон зберігається тільки у північній частині материка та континентальному секторі. У приокеанічних секторах і субекваторіальному поясі простежуються порушення широтної зональності, що пов'язано з особливостями циркуляції атмосфери та “бар’єрністю” рельєфу. Ускладнення ландшафтної структури спостерігаються також у гірських районах, де представлені різні типи висотної поясності.

—◎ 1. Арктичний пояс

Арктичний пояс охоплює найпівнічніші території (більшість островів Північного Льодовитого океану), а його південна межа в Європі майже збігається з 75° пн. ш. Тривала полярна ніч, панування холодних арктичних повітряних мас, низький радіаційний баланс ($6\text{--}10$ ккал/см² за рік, пів року його значення від’ємні) визначають основні риси ландшафтів Арктики. Середня температура найтеплішого місяця не перевищує $2\text{--}3^\circ\text{C}$, зимові температури знижуються з віддаленням від Атлантики, у тому ж напрямі наростає континентальність. Опадів небагато (річна сума близько 200 мм, на заході більше, на сході менше), хоч максимум припадає на літній період, вони переважно випадають у вигляді снігу. Сніговий покрив тримається до 300 днів на рік. В арктичному поясі виділяють два типи арктичних пустель – льодовикові та кам’янисті (арктичні) пустелі.

Льодовикові арктичні пустелі

До цього типу арктичних пустель належать частина арктичних островів Європи, вкритих покривними льодовиками. Це зледеніння сформоване льодовиковими куполами з потужністю льоду в центральній частині до 300–400 м, які зливаються у щити. Спускаючись до моря, вони утворюють вивідні льодовики. Поверхня куполів платоподібна з від’ємними літніми температурами. Висота снігової лінії зростає з півночі на південь і з заходу на схід від 200 до 700 м. Рослинність на поверхні льоду представлена кількома видами кольорових водоростей. Останні дослідження засвідчують пришвидшену деградацію льодовиків.

Арктичні пустелі

Зона арктичних пустель характеризується поширенням багаторічної мерзлоти, потужність якої сягає кількох сотень метрів. З нею пов'язано формування морозобійних тріщин і полігональних ґрунтів. Короткий вегетаційний період, багаторічна мерзлота (сезонне розмерзання становить кілька дециметрів), сильні вітри і снігова корозія, соліфлюкція, нерівномірне зволоження визначають бідність флори та слабкий розвиток рослинного покриву. Тут визначено трохи більше 50 видів судинних рослин – кріофітні трави (переважно подушкоподібні) та дернові з незімкнутою кореневою системою, трапляються кущові лишайники, рідше мох. У зниженнях формуються мінеральні болота, оскільки торф у таких умовах не утворюється. З висоти 120–150 м проявляються ознаки висотної поясності – гірські полярні пустелі з кам'яними розсипами, вкриті лишайниками. В зоні арктичних пустель виділяють два сектори – вологіший приатлантичний та континентальний з більшими амплітудами сезонних температур.

═══════◎ 2. СУБАРКТИЧНИЙ ПОЯС

У субарктичному географічному поясі виділяють зони тундри, лісотундри, а також зони приокеанічних луків і лісо-лучну, що є перехідними до помірних ландшафтів.

Тундра

Зона тундри формує добре виражену зону на північній окраїні Євразії на південь від зони арктичних пустель. Вона характеризується слабкою теплозабезпеченістю (сумарна сонячна радіація 70–80 ккал/см², річний радіаційний баланс 10–20 ккал/см²), тривалою холодною зимою, вічною мерзлотою, низькою біологічною продуктивністю. Влітку на температурний режим впливає холодний океан, із віддаленням від берегової лінії його вплив зменшується (широтний температурний градієнт – 1°C на кожні 25–50 км).

За теплозабезпеченістю та літніми термічними умовами у тундрі виділяють три підзони: північна (арктична) тундра з літ-

німи температурами $+3^{\circ}\text{C}$, $+6^{\circ}\text{C}$, типова – $+7^{\circ}\text{C}$, $+10^{\circ}\text{C}$ і південна – $+10^{\circ}\text{C}$, $+12^{\circ}\text{C}$. Зимові температурні відмінності по широті не є значними, але за довготою вони виражені чітко – з віддаленістю від Атлантичного океану знижуються, досягаючи мінімуму у Східносибірській тундрі та підвищуються біля узбережжя Тихого океану. Секторна диференціація у північній тундрі виражена слабо, але різко посилюється в південному напрямку.

Кількість опадів збільшується з півночі на південь, а також від континентальних районів на схід, та, особливо, на захід. Переважно випадає 300–400 мм опадів, але при незначному випаруванні територія є перезволоженою (рис. 7).



Рис. 7. Тундра

У континентальних районах тундри розвинута багаторічна мерзлота, потужність якої сягає 300–400 м і більше. Вона призводить до охолодження ґрунту, уповільнення біохімічних процесів, ускладнення фільтрації поверхневих вод, спричинює заболочення, формування термокарсту, соліфлюкції, обмежує ґрунтове живлення рік та їхню ерозійну діяльність. Ґрунтовий покрив представлений тундрово-глеєвими та болотно-мерзлотними ґрунтами. За таких умов у рослинному покриві переважають низькорослі кріофі-

тові форми, які формують суцільний дерновий покрив. Характерні низькорослі чагарники (полярні береза та верба), чагарнички (брусниця, багно), деякі види злаків й осок, мохи та лишайники.

Лісотундра

Зона лісотундри (бореально-субарктична зона) формує перехідну смугу між тундрою та тайгою, тому її межі є нечіткими. Порівняно з тундрою має вищу теплозабезпеченість (річний радіаційний баланс 22–24 ккал/см²), тепліше літо (+12°C, +14°C), але віддаленість від океану зумовлює зниження зимових температур і посилення континентальності. У приатлантичному секторі випадає 500–600 мм, у континентальному – 350–400 мм і менше. У Східноєвропейській тундрі багаторічна мерзлота є плямистою, у Сибірській – суцільна. Багаторічна мерзлота та перезволоження сприяють заболоченню – формуються типові горбисті торфовища з потужністю торфу 2–3 м. Характерні соліфлюкція і термокарст (значні площі займають термокарстові озера).

Ґрунтовий покрив різноманітний – за відсутності мерзлоти формуються тундрові поверхнево-глеєві опідзолені ґрунти (під тундровою рослинністю) та глеєво-підзолисті (під рідколіссями).

У рослинному покриві лісотундри поєднуються типові тундрові асоціації (переважно єрники) з поодинокими деревами та рідколіссями, в яких нижній ярус представлений тундровими чагарниками, мохами і лишайниками. Висота дерев не перевищує 5–7 м. У приатлантичному секторі в деревному ярусі переважає береза звивиста та сосна звичайна, східніше їх змінюють ялина європейська та сибірська, у Західному Сибіру – модрина сибірська, Східному Сибіру – модрина Гмеліна.

Територія лісотундри використовується для зимового випасу оленів.

Зона приокеанічних луків і лісо-лучна зона

Ця зона формується в приокеанічних районах у разі переходу від субарктичних до помірних ландшафтів – на островах, віддалених від континенту та півостровах із пануванням мор-

ських повітряних мас. Вони характеризуються м'яким, вологим кліматом із відносно теплою зимою, але літо є заходним для розвитку деревної рослинності. В Євразії розрізняють два відокремлені типи: західні приокеанічні (приатлантичні) та східні приокеанічні (притихоокеанські, далекосхідні).

Приатлантичний тип лучних ландшафтів займає острови Норвезького моря аж до Гебрідських островів, південно-західне узбережжя Ісландії та північно-західне узбережжя Скандинавії з прилеглими островами. Для цих територій характерна висока вологість повітря, значна кількість опадів (800–2 000 мм), рівний температурний режим, сильні вітри, оскільки перебувають під впливом атлантичних повітряних мас. Зима як для цих широт є теплою – температура найхолоднішого місяця (лютий) на островах – +4°C, +5°C, а на материку – близько 0°C. Літо холодне – +10°C, +12°C. Опади випадають рівномірно, але простежується осінньо-зимовий максимум, пов'язаний з циклонічною активністю. Рослинність представлена різнотравно-злаковими асоціаціями (м'ятлик, щучник, вівсяниця, анемони) на дерново-грубогумусних та дерново-торфових ґрунтах. Трапляються криволісся з берези звивистої.

Тихоокеанський тип лісово-лучних ландшафтів поширений між 59° і 46° пн. ш. і включає більшу частину Камчатки та Курильських островів. Зсув цієї зони на південь зумовлений впливом холодних морів, що визначають низькі літні температури (+10°C, +14°C у серпні), та зимового Азійського антициклону (січневі температури в межах -6°C, -12°C). Мусонний характер циркуляції послаблюється інтенсивною діяльністю холодних північнотихоокеанських циклонів, що приносять значні зимові опади, тому вони рівномірно розподілені по сезонах, за річної суми понад 1 000 мм. Переважання гірського рельєфу зумовлює яскраво виражену висотну диференціацію клімату. Зональна рослинність – розріджені ліси з берези кам'яної з розвинутим ярусом високотрав'я (лабазник камчатський, ведмежий корінь, борщівник). Ґрунти – дернові слабкокислі.

◎ 3. Помірний пояс

Помірний пояс є найширшим у Європі, він простягається через увесь континент із заходу на схід, тому характеризується значною різноманітністю природних умов. У його межах природні зони змінюються з півночі на південь та із заходу на схід: хвойні, широколистяні та мішані ліси, лісостеп, степ, напівпустелі та пустелі.

Тайга

Зона хвойних (бореальних) лісів формує суцільну смугу, що простягається через весь материк між 50° та 70° пн. ш. Найтипівішою вона є в континентальному секторі, де її протяжність по ширині становить понад дві тисячі км. Для тайги характерна сезонна контрастність температур із довгою зимою та помірно-теплим літом, надлишкове зволоження, панування хвойних лісів. Річний радіаційний баланс змінюється від 25–30 до 30–35 ккал/см². Внаслідок значних розмірів у тайзі виражені внутрішні відмінності як по широті, так і по довготі. По широті за рівнем теплозабезпечення виділяють північну, середню (типову) та південну підзони. Температури найтеплішого літнього місяця (в континентальних умовах липня, в приокеанічних – серпня) підвищуються від +12°C, +14°C у північній тайзі до +17°C, +19°C у південній не виявляючи особливої різниці по довготі. Взимку температурні відмінності по довготі виражені різкіше – від -3°C у приатлантичній тайзі до -50°C у східносибірській, що спричинює наростання континентальності. Безморозний період триває від 70–80 до 120–150 днів (у приморських районах довше). За рік випадає 600–700 мм опадів, але є значні відмінності по довготі, оскільки приносяться циклонами. Значна їхня кількість випадає у вигляді снігу, що сприяє формуванню снігового покриву, який лежить до 200 днів і більше, тільки у південно-західних районах 120–150 днів. У тайзі Східного Сибіру та північній підзоні Західного Сибіру розвинута багаторічна мерзлота.

Рослинність представлена небагатими за флористичним складом, переважно монодомінантними лісами. У приморських

та помірно континентальних районах із глибоким розмерзанням ґрунту та потужним сніговим покривом поширені темнохвойні ліси, у континентальних – світлохвойні. На піщаних ґрунтах та кристалічних породах переважають соснові ліси, але їх немає в зонах багаторічної мерзлоти.

Приатлантичний сектор тайги займає вузьку смугу Скандинавії між 62° і 66° пн. д. Характеризується м'яким і вологим морським кліматом із річними опадами понад 2 000 мм, максимум яких випадає в осінньо-зимовий період. Середні температури взимку -3°C, -4°C, формується потужний сніговий покрив. Літо прохолодне з середніми температурами нижчими +15°C. Основними лісоформуючими породами є ялина європейська, а на кристалічних та піщаних породах – сосна. Ґрунти – підзолисті.

Континентальний сектор тайги за ступенем континентальності поділяють на підсектори: Східноєвропейський, Західносибірський, Східносибірський.

Східноєвропейський підсектор займає північ Східноєвропейської рівнини з помірно-континентальним кліматом та відсутністю багаторічної мерзлоти. Середні температури липня змінюються від +13°C, +14°C у північній тайзі до +17°C, +18°C у південній. Захід європейської тайги формує ялина європейська, східну частину – ялина сибірська з участю ялиці сибірської, у північній та центральній підзонах багато пасмово-мочажних боліт.

Західносибірський підсектор характеризується типовим континентальним кліматом із суворішою зимою (середні температури січня нижчі -22°C) та сильним заболоченням. У цьому підсекторі найбільш вираженою є північна тайга. Вона представлена широкою смугою рідкостійних модриново-ялинових лісів та сфагнових і пасмово-мочажних боліт, які займають понад 50% площі. У середній та південній тайзі переважають ялиново-кедрові ліси з участю ялиці, боліт менше.

Східносибірський підсектор є найширшим (простягається з півночі на південь майже на 2000 км) у зоні Євразійської тайги. Він характеризується різкоконтинентальним кліматом (середні січневі температури -30°C, -40°C, річна амплітуда температур

45–65°C) та потужною багаторічною мерзлотою, що спричинюють формування мерзлотно-тайгових ґрунтів. Внаслідок малої кількості опадів (менше 400 мм), розчленованості рельєфу, тріщинуватості порід заболочення є незначним. У Східносибірській тайзі панують світлохвойні ліси з модрини Гмеліна, а на північному сході – з модрини Каяндера, у її південній підзоні – ялиново-ялицеві та кедрово-ялинові.

Притихоокеанський сектор тайги займає Приамур'я та Сахалін. Для нього характерний мусонний тип клімату з низькими зимовими температурами (-20°C, -25°C) та літнім максимумом опадів. На рівнинах переважають модринові ліси на бурих тайгових ґрунтах, на слабкодренованих ділянках – сфагнові болота. У гірських масивах поширена ялина аянська. В притихоокеанській тайзі з м'якшими кліматичними умовами до модрини домішуються темнохвойні породи – ялина аянська, ялиця білокора та сахалінська.

Зона мішаних лісів

Зона мішаних хвойно-дрібнолистих лісів (підтайгова зона) є перехідною між тайгою та широколистяними лісами й представлена неширокою смугою яка виклинюється у Східному Сибіру. Північні межі цієї зони у Приатлантичному секторі заходять далі на північ 60° пн. ш, а в Притихоокеанському – тільки до 53° пн. ш., південні межі розташовані, відповідно, під 54° та 43° пн. ш. Порівняно з тайгою характеризується теплішим і тривалішим літом, м'якшою зимою. Кількість опадів не відрізняється від попередньої зони, а коефіцієнт зволоження вищий 1. По секторах спостерігаються суттєві гідротермічні відмінності, що відображено у ґрунтово-рослинному покриві.

Приатлантичний сектор мішаних лісів представлений неширокою смугою в південно-західній Скандинавії та північній Шотландії. Він характеризується м'яким морським кліматом із додатними зимовими температурами та прохолодним літом, великою кількістю опадів (в горах до 4 000 мм) з рівномірним випаданням, нестійким сніговим покривом. Рослинність пред-

ставлена переважно сосновими та березовими лісами. У найсприятливіших місцях росте дуб скельний та вічнозелені верескові (єрники).

Континентальний сектор мішаних лісів простягається через Східноєвропейську та Західносибірську рівнини, а на схід від Єнісею внаслідок наростання континентальності не формується (несприятливі кліматичні умови для розвитку листяних дерев).

Східноєвропейський підсектор чітко виражений у західній частині рівнини в умовах помірноконтинентального клімату, де має найбільшу протяжність по широті (до 600 км). З наростанням континентальності у східному напрямку зона мішаних лісів різко звужується. Для рослинного покриву характерні мішані ліси з хвойними породами (на заході – ялина європейська, на сході – ялина сибірська та ялиця сибірська) у верхньому підярусі та широколистяними (дуб черенковий, клен гостролистий, липа серцелиста) у нижньому. На південь – дуб, липа й ясен формують із хвойними верхній ярус. На пісках домінують сосняки.

Західносибірський підсектор представлений вузькою смугою (до 100 км). Клімат континентальний і характеризується нижчими запасами тепла, меншим безморозним періодом та тривалішою морозною зимою порівняно зі Східноєвропейським. На плакорах домінують ліси з берези повислої та осики з густим травостаном, на заболочених ділянках – з берези пухнастої. Багато евтрофних і мезотрофних боліт (осоково-гіпнові, рідше – осоково-сфагнові). Ґрунти від ясно- до темно-сірих та їхні глеєві та осолоділі відміни. Мішані ліси тут є перехідною зоною від тайги до лісостепу.

Далекосхідний сектор мішаних лісів характеризується мусонним кліматом із морозною як для цих широт сухою малосніжною зимою та вологим відносно прохолодним літом. Його південна межа зміщена більше ніж на 1 000 км порівняно з західним сектором, оскільки є під впливом холодного океану та потужного потоку повітря з зимового Азійського максимуму. У межах сектора виділяють острівні (південний захід Сахаліну, Кунашир, північ Хоккайдо) з м'якшим кліматом і приамурські різновиди. Острівна

рослинність представлена широколистяно-темнохвойними лісами (аянська ялина, сахалінська ялиця, дуб, в'яз, ясен, магнолія), материкова – світлохвойними породами (модрина Гмеліна, дуб монгольський). Ґрунти дерново-підзолисті.

Зона широколистяних лісів

Зона широколистяних лісів (суббореальна гумідна) у Євразії не має суцільного поширення. Вона охоплює більшу частину Європи, де її межі піднімаються найпівнічніше (до 59° пн. ш.), північ Піренейського півострова, у Східній Європі простягається аж до Уралу, але з наростанням континентальності звужується та виклинюється. Знову проявляється на сході материка, де поширена на півдні Хоккайдо та Приамур'я, в Сіхоте-Аліні та сході Маньчжурії. За видовим складом європейські широколистяні ліси значно бідніші від північноамериканських та східноазійських, оскільки територія вкривалася льодовиковим щитом.

Приатлантичний сектор широколистяних лісів представлений суцільною широкою (до 1 500 км) смугою, що звужується у східному напрямку. Сумарна сонячна радіація становить 80–100 ккал/см², за теплозабезпеченістю широколистяні ліси поділяють на північний підтип із температурами найтеплішого місяця +15°C, +18°C та південний – +18°C, +22°C. Тривалість безморозного періоду зменшується у північному та східному напрямку від 200 до 150 днів. За рік на рівнинах випадає 600–800 мм опадів із незначним зимовим максимумом на заході та літнім на сході. Коефіцієнт зволоження на заході переважно вищий за одиницю, а у Центральній Європі в літній період він нижчий. Головні лісоформувальні породи – дуби (черенковий та скельний), бук лісовий, кілька видів липи, клена та в'яза, ясен звичайний, граб звичайний. Для рівнин центральної Європи типовими є ліси з дубу черенкового з домішками липи серцелистої, клена платаноподібного, граба, ясена. В середині Карпатської дуги (підвищене теплозабезпечення та посилення сухості) домінують дуби австрійський (цер) та угорський. Для північної материкової частини характерні букові ліси. У ґрунтовому покриві перева-

жають бурі лісові ґрунти, на пісках – підзолисті, на вапнякових породах – рендзини.

Континентальний сектор представлений східноєвропейськими широколистяними лісами, що неширокою (300–400 км) смугою простягаються до Уралу, поступово звужуючись та зміщуючись на північ. Величина сумарної сонячної радіації становить 90–100 ккал/см². Клімат характеризується як помірно-континентальний з наростанням континентальності у східному та південному напрямках. Ліси за структурою подібні до приатлантичних, але бідніші за флористичним складом: тут немає буків, скельного дуба, явора; граб поширений тільки до лівобережжя Дніпра; ясен – до Волги. Основною лісоформувальною породою цих лісів є дуб черенковий, на заході з участю граба, а на сході липи (рис. 8). У трав'яному покриві поряд із неморальними видами є значна частка бореальних. Ґрунти сірі лісові та темно-сірі опідзолені.



Рис. 8. Широколистяні ліси в заповіднику Розточчя

Притихоокеанічний сектор широколистяних лісів характеризується мусонним типом розподілу тепла та зволоження, а його межі зсунуті на південь до 36° пн. ш., тому отримує більшу кількість сумарної сонячної радіації (115–120 ккал/см²). Оскільки

ки розвиток ландшафтів не переривався плейстоценовим зледенінням, ліси характеризуються значним багатством органічного світу, реліктовістю та ендемізмом – тут поширені понад 250 видів широколистяних дерев і чагарників, майже половина з яких є ендемічними. Формуються багатоярусні перевиті ліанами ліси, видовий склад яких змінюється залежно від місця розташування. На рівнинах та менш зволжених схилах поширені дуб монгольський з домішкою берези даурської, липи амурської та клена дрібнолистого. Ліси передгір'їв і гірських долин є багатшими: для нижніх схилів характерні типові кедрово-широколистяні ліси, а в долинах – ліси з в'яза, ясена, бархата (фелодендрона) амурського, горіха маньчжурського з багатим підліском (аралії, ліани, лимонники). На острівній частині, що має м'якший клімат, переважають буки, дуби (дуб зубчастий) та каштан японський. Ґрунти бурі.

Лісостепова зона

Лісостепова (суббореальна семигумідна) зона поширена тільки у внутрішньоконтинентальних областях. Для неї характерний типовий континентальний клімат із теплозабезпеченістю, яка мало відрізняється від зони широколистяних лісів, але коефіцієнт зволоження нижчий одиниці (але вищий 0,6). Це призводить до поступового щезання лісів на плакорах, де переважає лучно-степова рослинність на ґрунтах чорноземного типу. Лісостеп формує суцільну смугу в межах Східної Європи та Західного Сибіру, але різниця між ними є суттєвою. Окремо виділяється далекосхідний маньчжурський сектор.

У *Східноєвропейському лісостепу* випадає до 600 мм опадів за рік із літнім максимумом, але випаровуваність у теплий період майже вдвічі перевищує зволоження, тому з'являється період із недостатнім атмосферним зволоженням (квітень-вересень). За таких умов у природному рослинному покриві переважали (80% площ розорано) остепнілі луки та лучні степи, які поєднувалися з широколистяними лісами на чорноземних ґрунтах. Лісові масиви головно приурочені до балок та річкових долин, у типовому

лісостепу вони представлені дібровами, у західних регіонах – грабовими дібровами, на сході переважали липа, береза та осика. На плакорах поширені лучні степи, які відзначаються високою видовою насиченістю, густим і високим травостаном із переважанням мезоксерофітних і ксерофітних злаків (ковила, типчак, тонконіг, тимофіївка, вівсюг, війник), а також різнотрав'ям (підмаренник, лабазник). Остепнілі луки більш мезофітні з переважанням лучних видів.

Західносибірський лісостеп характеризується континентальнішим кліматом із тривалішою та холоднішою зимою й коротшим літом. Кількість опадів зменшується, але зменшується і випаровуваність, тому коефіцієнт зволоженості залишається на тому самому рівні 1–0,6. Переважання плоских рівнин із численними суфозійними та реліктовими термокарстовими зниженнями зумовлюють слабку дренажність, а відповідно, процеси заболочування та засолення. Деревна рослинність представлена дрібнолистяними лісами (береза повисла і пухнаста, осика). Плакори займають остепнілі луки та лучні степи, багаті за видовим складом.

Маньчжурський (далекосхідний) лісостеп займає нешироку смугу підвищених передгірських рівнин сходу Азії. Він характеризується мусонним типом клімату з теплим вологим літом (+20°C, +24°C), безморозним періодом до 120–150 днів але холодною (-16°C, -27°C) малосніжною зимою з промерзанням ґрунту до 1–2,5 м. Сучасна рослинність має вторинний характер і була представлена лучно-степовими угрупованнями (ковила, пижмо), чагарниками (глід, жостір, бересклет), лісами (в'яз, монгольський дуб, маньчжурська липа, даурська береза).

Степова зона

Степова зона (суббореальна семиарідна) формується суцільною смугою в умовах континентального клімату з недостатнім і нестійким зволоженням між 40° і 55° пн. ш. (не поширюється у приокеанічні сектори). Річна сумарна радіація у цій зоні збільшується до 100–120 ккал/см², а середні літні температури – до

+20°C, +24°C. На більшій частині території за рік випадає 300–400 мм опадів, на заході – до 500 мм. За таких умов коефіцієнт зволоження зменшується від 0,8 на північному заході до 0,3 на південному сході. За зимовими температурами та ступенем континентальності розрізняють *помірноконтинентальні* (східноєвропейські), *континентальні* (казахські) та *різкоконтинентальні* (центральноазійські) степи.

Рослинні угруповання степів представлені багаторічними посухо- та морозостійкими травами з потужною кореневою системою. Основні едифікатори – дернові злаки (ковила, типчак, житняк, зміївка, тонконіг). У степових угрупованнях наявні представники різнотрав'я – астрагали, шалей, гвоздики, м'ятлик, тюльпани. Склад і структура степових угруповань суттєво змінюється як за широтою, так і за довготою. З просуванням на південь травостан стає розрідженим, зменшується його видова насиченість, зменшується кількість багаторічних трав. Розрізняють три зональні підтипи степів – північний з багаторізнотравними-дерново-злаковими угрупованнями (ковили, типчаки) на чорноземах типових, середні з різнотравно-дерновозлаковими угрупованнями на чорноземах південних і південні (сухі) з дерновозлаками і представниками ксерофітного різнотрав'я на каштанових ґрунтах і солонцях. У меридіональному напрямі флористичний склад трав'яного покриву збіднюється та змінюється більш ксерофітними видами.

Східноєвропейські степи характеризуються найменшою континентальністю, підвищеною тепло- й вологозабезпеченістю та найвищою розораністю. У рослинному покриві північної частини переважали різнотравно-типчаково-ковилові угруповання (ковила Лессінга, вузьколиста, опушена; мятлик вузьколистий, житняк гребінчастий), які з просуванням на південь змінювалися одноманітнішими типчаково-ковиловими (ковила українська, колосняк вітвистий, пижмо тисячолісте) та полиново-типчаковими (типчак, полин австрійський, кримський).

Казахські степи займають південь Західного Сибіру та північ Казахстану з малопотужним сніговим покривом і промерзанням ґрунту до 1,5 м. У рослинно-ґрунтового покриві виражені всі

зони, але зона сухих степів є найширшою. Багато видів рослин є спільними з європейськими степами ковила Лессінга), але представлені також нові види (ковила киргизька, Коржинського; полин холодний).

Центральноазійські степи поширені від Алтаю до Великого Хінгану, де їхні межі сильно зсунуті на південь. Вони характеризуються різкоконтинентальним кліматом із суворою зимою, пониженою вологозабезпеченістю та добре вираженим літнім максимумом опадів. У північній частині зустрічається острівна багаторічна мерзлота. Їхня рослинність бідніша за видовим складом та представлена різнотравно-зміївко-тирсовими, вострецево-тирсовими й зміївково-тирсовими угрупованнями. Використовуються як природні пасовища.

Маньчжурські лучно-степові ландшафти представляють особливий мусонний варіант степів. Вони поширені на рівнинах сходу Євразії та характеризуються підвищеною теплозабезпеченістю у разі ослаблення континентальних рис, головно розорані. Для природного рослинного покриву типовими були лучні степи (ковила байкальська, вострець, костер безостий), які на заході змінювалися більш сухостійкими видами (пижмо сибірське, полин, астрагал).

Зона напівпустель

Зона напівпустель (суббореальна арідна) формується у центральній частині материка внаслідок наростання арідності (радіаційний баланс 40–50 ккал/см² і вище) за одночасного збільшення запасів тепла та є перехідною до зони пустель. Кліматичні відмінності та особливості ґрунтово-рослинного покриву є підставами для виділення у цій зоні Казахські та Центральноазійські напівпустелі.

Казахські напівпустелі поширені в межах 48°-51° пн. ш. та характеризуються спекотним літом і тривалою холодною мало-сніжною зимою з промерзанням ґрунту на глибину до 2 м. За рік випадає 200–300 мм опадів, коефіцієнт зволоження 0,2–0,3. Рослинний покрив представлений поєднанням розріджених полин-

но-дерновозлакових угруповань (типчак, житняк) і ксерофітних пустельних чагарничків (полин білий, чорний, прутняк) на ясно-каштанових переважно засолених ґрунтах, солонцях і солончаках.

Центральноазійські напівпустелі розташовані в крайньому континентальному секторі Євразії, в області внутрішнього стоку на значних гіпсометричних рівнях (понад 1 000 м). Їхня межа значно висунута на південь (до 45°–43° пн. ш. в Монголії та 36° пн. ш. в басейні Хуанхе), водночас по сухих замкнутих улоговинах напівпустелі глибоко заходить на північ до 52° пн. ш. Характерне коротке спекотне літо та холодна (до -20°C і нижче) зима. Опадів мало – 120 мм, тільки на південному сході, де відчувається вплив літнього мусону, їхня кількість збільшується до 200–250 мм. Коефіцієнт зволоження 0,1, місцями вищий. Взимку формується малопотужний несучільний сніговий покрив. Рослинний покрив формують дрібнодернинні злаки (ковила гобійська і галечникова) та пустельний чагарничок баглур. Ґрунти – бурі пустельно-степові.

Зона пустель

Зона пустель (суббореальна екстраарідна, різкоарідна) поширена в південній частині Центральної Азії. У її межах виділяються два секторні варіанти – Туранські та Центральноазійські, а також високогірні Паміро-Тібетські пустелі

Туранські пустелі формують широку (понад 1 000 км) смугу, до якої належить нижнє Поволжя, Прикаспійські та Приаральські рівнини, гори й міжгірні улоговини Середньої Азії. Радіаційний баланс на цьому проміжку змінюється від 45 до 60 ккал/см², а відповідно, змінюється термальний режим і режим зволоження, що є підставою для виділення двох підзон – північної та південної. Загалом для Туранських пустель характерне спекотне літо, холодна з морозами зима (на півночі до -10°C, -15°C, на крайньому півдні 0°C), значні річні (30°C) та добові амплітуди температур. Опадів мало – до 200 мм, місцями менше 100 мм з рівномірним розподілом за сезонами, тільки у південній підзоні різко виражений зимово-весняний максимум. Коефіцієнт зволоження 0,1–0,2,

на півдні менше. У рослинному покриві переважають розріджені угруповання багаторічних ксерофітних чагарничків – полинів та солянок. У північній підзоні домінує полин сірий, з ним часто зустрічається боялич та ефемери. У південній підзоні – полини бадхизький, тернистий, кемрудський; солянки, саксаул, ефемери (тюльпани). Значні площі, особливо на півдні, займають піщані пустелі на яких росте сірий полин, еркек, гребенщик, джузгун, саксаул. Для солончаків типовими є солянки – сарсазан, солерос. Ґрунти сіро-бурі пустельні, сіроземи, на алювіальних ґрунтах – такири.

Центральноазійські пустелі займають широкі улоговини: Таримську з пустелею Такла-Макан, Джунгарську, Гобі, Бейшань, Алашань, а також Східний Тянь-Шань, Монгольський та Гобійський Алтай. Вони переважно лежать на висотах понад 1 000 м. Континентальне повітря, яке тут панує, у літній період набуває властивостей тропічного (середні липневі температури понад +20°C, в Кашгарії +26°C), але вегетаційний період короткий, зима холодна (від -5°C до -10°C морозу з мінімумом -50°C). Опадів мало, максимум припадає на літній період, коефіцієнт зволоження 0,05. Формується нестійкий та малопотужний сніговий покрив. Рослинний покрив, порівняно з Туранськими пустелями, розвинутий слабше, він більш розріджений, без ефемерів. Переважають чагарнички та чагарники – баглур, солянки, зайсанський саксаул, хвойник. Піщані масиви не мають рослинного покриву, дуже розріджений покрив у хамадах.

Високогірні Паміро-Тібетські пустелі займають високогірні денудаційні поверхні західної частини Тибету (4 600–5 200 м) та Східного (Внутрішнього) Паміру (3 500–4 500 м). Сюди ж відносять внутрішні схили Каракоруму, Кунь-Луню та Гіндисишаню. Характеризуються різко вираженою аридністю та різкоконтинентальністю – середні липневі температури до +10°C, січневі до -20°C морозу, при мінімумі -50°C. Добова амплітуда температур перевищує 10°C. Випадає менше 100 мм опадів (переважно у твердому стані), їхня кількість незначно збільшується на південний схід (вплив літнього мусону). Видовий склад рослинності

бідний, покрив розріджений та представлений кріофітами – подушкоподібними чагарничками терескен, трапляються полини, ковильники, аянія.

—◎ 4. СУБТРОПІЧНИЙ ПОЯС

Субтропічний пояс простягається через усю Євразію, охоплюючи півострови Середземномор'я, Передньоазійські нагір'я, Центральноазійські гори та плато, а також рівнини і гори Сходу. Радіаційні умови подібні в усіх його частинах (радіаційний баланс 40–70 ккал/см²), але річна сума опадів зменшується від приморських районів до вглиб материка, змінюється сезонність випадання опадів. Тому в межах субтропічного поясу сформувалися кілька природних зон: твердолистих лісів і чагарників, сухих степів і напівпустель, пустель та мішаних мусонних лісів.

Зона середземноморських твердолистих лісів і чагарників.

У цій зоні лежить більша частина південної Європи та неширока смуга Азійського узбережжя Середземного моря та Малої Азії. Характеризується середземноморським типом клімату з різкою нерівномірністю випадання опадів із максимумом у холодний період. Радіаційний баланс – 50–70 ккал/см². Літо сухе і спекотне з середніми липневими температурами +23°C, +29°C, зима волога та відносно тепла (+7°C, +14°C). За рік випадає 400–700 мм опадів, а на навітряних схилах гірських хребтів – до 1000 мм. Річний коефіцієнт зволоження 0,5, влітку виражений посушливий сезон, на півночі його тривалість два-три місяці, на півдні – до пів року. Природний рослинний покрив середземноморської зони майже не зберігся. Для нього були типовими вічнозелені ліси – на півночі з дикої маслини та кам'яного дуба, на півдні з дикої маслини та рожкового дерева. У сучасному рослинному покриві значне місце належить переважно вторинним сосновим лісам (сосна алепська, приморська, пінії), та маквісу – зарослі вічнозелених чагарників (дуб кам'яний, кермесовий, су-

ничник великоплідний, деревоподібний вереск, шалфеєлистий ладанник, мирт звичайний).

Європейський сектор. Гірський рельєф, значна розчленованість та поширення вапняків формують своєрідні карстові ландшафти, тому типова середньоморська ксерофітна твердолиста рослинність, що формується на коричневих ґрунтах, приурочена до рівнинних територій та нижніх ділянок гірських схилів. Більша частина зайнята листопадними гірськими лісами та чагарниками з гірськими різновидами бурих ґрунтів. Місцеві зміни клімату, рельєфу та ґрунтового субстрату сприяють формуванню різноманітних рослинних угруповань та їхньої частоті зміни. У районах із вологішим кліматом переважає маквіс, в умовах меншої зволоженості на кам'янистих ґрунтах – гаррига (дуб кермесовий, тмін, іспанський дрок, розмарин).

Азійський сектор характеризується збільшенням континентальності клімату – більші річні амплітуди температур, менше опадів, що призводить до більшої ксерофітизації рослинного покриву. На місці вирубаних середземноморських лісів із дуба, бука, граба та хвойних поширені різноманітні чагарникові формації – маквіси, переважно дубові (кермесовий дуб). У горах збереглися субтропічні хвойні ліси із сосни та кедра.

Зона сухих степів і напівпустель

Вона формується в зоні дощової тіні з середземноморським типом клімату та займає невисокі рівнини Піренейського й Апеннінського півострова, а також південь Сицилії, Анатолійське плоскогір'я, хребти Малої Азії, Вірменське нагір'я, північ Аравії. Температурний режим і кількість опадів залежить від розташування та гіпсометричного рівня. За рік випадає до 400 мм опадів, а в улоговинах та бар'єрно-тіньових передгір'ях – 200–300 мм. Річний коефіцієнт зволоження становить 0,1–0,3. Для рослинного покриву характерні пустельно-степові асоціації – альфа і пальміто на європейських приморських рівнинах, ковила і типчак на внутрішніх плоскогір'ях Малої Азії, астрагали на Вірменському нагір'ї.

Зона пустель

Пустелі поширені на схід від зони напівпустель, оскільки з просуванням вглиб материка посилюється аридність клімату. До цієї зони належить схід Закавказзя, північ Іранського нагір'я та гірські хребти, що його оточують. Характеризується різкоконтинентальним кліматом із сухим спекотним літом (до +32°C) та відносно теплою зимою (+8°C), але під час вторгнення холодного повітря температура знижується до -10°C. Опадів мало, на внутрішніх рівнинах менше 100 мм, у літній сезон дощі практично не випадають. Коефіцієнт зволоження 0,02. Рослинність пустель багата за флористичним складом, оскільки трапляються як середземноморські, так і азійські види, багато ендеміків. Але рослинний покрив слабо розвинутий та розріджений. На гальці та щербенистих ґрунтах переважає полин і солянка, на пісках – саксаул і джужгун, на солончаках – солянки. Тут сформувалися великі пустелі: Деште-Кевір – з корковими солончаками та пересихаючими соляними озерами, піщані пустелі Регістан, Харан, Деште-Лут із саксаулом, джужгуном, полинами, що частково закріплюють піски.

Зона мішаних мусонних лісів

У притихоокеанічному секторі субтропіки представлені вологими мусонними мішаними лісами, які поширені на рівнинах і в горах до висоти 1 000 м на північному сході Китаю, Корейському півострові та Японських островах. На крайньому сході внаслідок впливу холодної течії Куросіо вони зміщені на північ до 36° пн. ш. Для зони характерний мусонний клімат з досить рівномірним випаданням опадів з літнім максимумом та високими температурами вегетаційного періоду, річний радіаційний баланс перевищує 60 ккал/см². Середня температура січня на більшій частині території +4°C, +8°C, на півдні – до +12°C. Літо спекотне, з середніми температурами липня-серпня +28°C, на островах нижча. У прибережних та рівнинних районах випадає до 1 500 мм опадів, у внутрішніх улоговинах до 900 мм, на Японських островах – понад 4 000 мм. Річний коефіцієнт зволоження

1,6, але тільки на острівній частині він цілий рік вищий одиниці, у континентальних районах спостерігається сухий зимовий період із коефіцієнтом 0,75. У рослинному покриві переважали багаті за видовим складом полідомінантні вічнозелені ліси, під якими сформувалися жовтоземи (на півночі) та червоноземи (на півдні). Серед хвойних багато реліктів – гінкго дволопастевий, тис головчастий, катаяя, криптомерія японська, метасеквойя, саговники, подокарпуси. Давні релікти є і серед вічнозелених деревних порід – тунги, камфорного лавра. У збережених лісових масивах домінують лаври, мірти, камелії, магнолії, вічнозелені дуби, саговники та субтропічні хвойні – тиси, подокарпуси, трапляються і тропічні представники – орхідні.

—◎ 5. Тропічний пояс

Тропічний пояс поширений тільки в Азії, де простягається через Аравійський півострів, охоплює південь Іранського нагір'я, пустелю Тар, а в притихоокеанському секторі – південні райони Китаю. Характеризуються високими значеннями річного радіаційного балансу (понад 70 ккал/см²) та пануванням тропічних повітряних мас.

Зона пустель

Тропічні пустелі займають Аравійський півострів, узбережжя Перської затоки та частину долини Інду. Характеризується найвищими в Євразії показниками сумарної сонячної радіації – понад 180 ккал/см². У межах зони пустель за теплозабезпеченістю розрізняють дві підзони: північну з зимовими температурами +8°C, +15°C і можливими заморозками та південну – +15°C, +25°C. Літо спекотне з липневими температурами понад +35°C. Річна амплітуда температур підвищується від узбережжя до внутрішніх районів. Опадів мало: у центрі Аравії випадає не більше 30–50 мм, на північних окраїнах до 100 мм, на навітряних схилах гір до 500 мм. Зволоження середземноморського типу, тільки на півдні та сході зони проявляється вплив південно-західного літнього

мусону з літніми опадами. Коефіцієнт зволоження в центральних частинах 0,02, на її окраїнах до 0,05–0,1. У таких умовах гідромежева представлена ваді, поширене фізичне вивітрювання, дефляція, переважають кам'янисті (Сирійська, Ель-Джуз) та піщані (Руб-ель-Халі, Малий та Великий Нефуд, Тар) пустелі.

Рослинність представлена розрідженими ксерофітними угрупованнями. Для північної підзони характерні полиново-солянкові асоціації з ефемерам, в яких трапляються ірано-туранські види (солянка східна, полин Зібера, ноаа гостроконечна). У південній поширені чагарничково-трав'яні угруповання з бобових і губоцвітих, близьких до сахарських видів. Поширений лишайник грекче (манна). У ґрунтовому покриві переважають малопотужні сіроземи, у зниженнях – такири та солончаки.

Зона саван і рідколісь

Тропічні савани у Євразії займають порівняно невеликі території та є перехідними від пустельних ландшафтів до вологіших субекваторіальних. Вони сформувалися у зоні впливу мусонної циркуляції на північному заході та заході Індостану, а також займають міжгірні рівнини в басейні Іраваді. Характеризуються спекотним літом (+33°C, +34°C), відносно прохолодною зимою (+12°C, +15°C), незначною кількістю опадів (200–600 мм) та тривалим (8–10 місяців) сухим сезоном. Ґрунти – червоно-бурі. Природна рослинність була представлена жорсткими травами і колючими чагарниками, подекуди листопадними деревами – акація, мескит, тамарикс.

Зона вологих тропічних лісів

Ці ліси є південним продовженням субтропічних мішаних вологих лісів східного притихоокеанічного сектора. Характеризуються значними опадами – 1 500–2 000 мм до 6 000–7 000 мм у горах, високими температурами при високій відносній вологості повітря. Ліси полідомінантні, багатоярусні, перевиті ліанами, багато епіфітів. Поширені пальми, фікус, манго, японський банан, бамбуки. З висоти 1 800–2 200 м долучаються субтропічні елементи – дуб, каштан, амброве дерево. Великі площі займають хвойні ліси. Ґрунти – жовтоземи та червоноземи.

◎ 6. СУБЕКВАТОРІАЛЬНИЙ ПОЯС

Субекваторіальний пояс займає великі площі у Південній та Південно-Східній Азії по обидва боки від екватора (більшу частину півострова Індостан та Індокитай, північ Шрі-Ланки й Філіппін, схід Яви), що є у зоні впливу мусонної екваторіальної циркуляції. Різко виражена сезонність опадів, їхнє зменшення з віддаленням від екватора та бар'єрність території визначили значне різноманіття ландшафтів – від саван і сухих лісів до сезонно вологих та постійно вологих мусонних лісів. Незважаючи на відмінності цих ландшафтів, вони мають подібні риси – для мусонних лісів і саван характерні спільні види деревних і чагарникових порід (пальма пальмира, салове, тікове та сандалове дерева, акації, мімози). У ґрунтовому покриві переважають червоні, коричнево-червоні та червоно-бурі ґрунти, а на зволжених схилах гір – різновиди червоно-жовтих фералітних.

Зона саван, рідколісь і чагарників

Зона саван, чагарників та рідколісь (семиарідна) поширена в центральній частині Індостану, де випадає 800–600 мм опадів, але сухий сезон (коефіцієнт зволоження від 0,25 до 0,5) триває шість-вісім місяців. У рослинному покриві переважають жорсткі трави заввишки до трьох метрів – імперата, темеда, дика цукрова тростина та чагарники, зустрічаються зарослі акацій, бамбука, поодинокі дерева пальми пальмири та тік. Зі зменшенням опадів і скороченням дощового періоду типові савани переходять в опустелені.

Сухі листопадні мусонні ліси формуються при кількості опадів 1 200–1 600 мм і переважно приурочені до підвищень. Вони характерні для східної окраїни Індостану, Індокитаю та східної Яви, де вологий період збільшується до чотирьох-п'яти місяців. Ці ліси розглядають як семиарідні, оскільки подібні до саван за теплозабезпеченістю, ритмом зволоження та формують разом із ними мозаїчні ландшафти, часто змінюючи один одного. Переважають породи з цінною деревиною – тік і сал. У тікових лісах весь деревний ярус і підстилка представлені листопадними породами.

Зона субекваторіальних лісів

Субекваторіальні ліси (семигумідна зона) за річною сумою опадів можуть переважати екваторіальні, за температурним режимом вони близькі до саван, але з нижчими літніми температурами. У рослинному покриві простежуються різні переходи від сезонно-вологих мусонних до вологотропічних лісів, що пов'язано зі зміною зволоження.

Постійно вологі ліси (вологотропічні вічнозелені ліси) займають найвологіші райони низовин Гангу-Брахмапутри, узбережжя Індокитаю та Філіппінського архіпелагу, де випадає понад 1 500–2 000 мм опадів. За видовим складом вони подібні до екваторіальних.

На сухіших рівнинах та плоскогір'ях, де сума опадів не перевищує 1 000–800 мм, поширені *сезонно-вологі мусонні ліси*. Вони вкривали значні площі Індостану та півдня Індокитаю, але тепер в районах давніх землеробських культур замінені антропогенними саванами. На навітряних схилах гір, що перехоплюють вологу південно-західного індоокеанічного та південно-східного тихоокеанічного мусонів та їхніх рівнинних підніжжях формуються *експозиційні ландшафти сезонно-вологих мусонних лісів*. Вони характеризуються значним зволоженням (на приморських рівнинах випадає 1 500–3 000 мм, навітряних схилах – до 5 000 мм, а в передгір'я Гімалаїв – 12 000 мм) із річним коефіцієнтом зволоження понад одиницю при наявності сухого сезону (коефіцієнт зволоження 0,25), який триває чотири-шість місяців. У типовому субекваторіальному лісі 2/3 дерев верхнього ярусу є вічнозеленими, зі збільшенням зволоження кількість вічнозелених видів збільшується спочатку в нижніх ярусах, а зодом у верхніх.

Навітряні схили Західних Гатів, Гімалаїв і гір Індокитаю вкривають багатоярусні густі *гірські ліси*. До висоти 1 800–2 000 м у нижньому ярусі переважають напіввічнозелені види, втім числі тропічні, у верхніх – субтропічні та суббореальні (лавр, магнолія, дуб). Вище – хвойні та мішані ліси з бореальних видів. На висоті 2 700–3 600 м із сезонним випаданням снігу переважають ліси зі

срібної ялиці та рододендронів у підліску. Вище – субальпійські й альпійські луки.

—◎ 7. ЕКВАТОРІАЛЬНИЙ ПОЯС

Зона вологих екваторіальних лісів

До екваторіального поясу, в межах якого виділяють зону вологих екваторіальних (дощових) лісів належить південна частина півострова Малакка, острови Суматра, Калімантан, Молукські, а також південний захід Шрі-Ланки. Характеризується постійними високими температурами повітря та достатнім для розвитку вічнозелених лісів зволоженням. Сонячна радіація тут знижена порівняно з субекваторіальним і тропічним поясами (150–160 ккал/см²) через значну хмарність, але радіаційний баланс вищий – понад 80 ккал/см². Середньомісячна температура коливається в межах +26°C, +28°C, причому добові ритми температури виражені яскравіше, ніж сезонні. Оподи випадають рівномірно по сезонах із зенітальними максимумами. Їхня річна сума на рівнинах понад 2 000 мм, а в горах – до 5 000–7 000 мм. Коефіцієнт зволоження понад 1,5.

Рослинний покрив представлений дощовими лісами – густими, багатоярусними, багатими за флористичним складом. За кількістю видів деревних рослин і загальному багатству флори гілеї Азії випереджають і африканські й південноамериканські. Флора квіткових на островах збереглася в малозміненому вигляді ще з неогену та охоплює понад 20 тис. видів. Тільки на Малайському архіпелазі відомо понад три тисячі видів деревних рослин. На площі в 1 га трапляється понад 250 видів дерев, так на Суматрі на 1 га було описано 320 дерев, що належали до 60 видів, на Малацці – 379 дерев 183 видів. Характерний високий ендемізм флори окремих островів.

На дренованих рівнинах і нижніх схилах гір ростуть п'ятиярусні ліси. Їхній верхній ярус розріджений, дерева мають висоту до 35–45 м, рідше до 60 м, найвище описане дерево в цих

лісах висотою 83 м, характерні дошкоподібні поверхневі корені. Більшість дерев відносять до родини двокрилоплідні, багато бобових. Деревя другого ярусу утворюють суцільну завісу на висоті 18–20 м. Третій ярус висотою до 10 м, розріджений, для нього характерні фікуси (до 600 видів), пальми (300 видів), деревоподібні папороті, бамбуки, пандуси. Чагарниковий підлісок і трав'яний покрив у таких затінених лісах розвинуті слабо. Деревя перевиті ліанами, які мають міжярусний характер, багато ліан досягають верхівок дерев першого ярусу (ротангова пальма з довжиною стовбура до 240 м). Багато епіфітів – переважно орхідеї та папоротеві). Грунти – червоно-жовті фералітні, формуються на потужних фералітових корах звітрювання, характеризуються малою потужністю гумусового горизонту, кислою реакцією та слабкою насиченістю основами.

Гірські екваторіальні ліси мало відрізняються від рівнинних, але в їхньому складі збільшується частка деревоподібних папоротей, ліан і епіфітів, поширені мохи, у вологих місцях – бамбук. На висотах 2 500–3 000 м з епіфітів зникають орхідні, з'являються трав'яні субальпійські види – едельвейс яванський, криволісся. Грунти – гумусні і багатогумусні фералітні, вище – жовто-бурі та опідзолені буроземи.



Питання для контролю та самоконтролю

1. Поясніть особливості поширення природних зон Євразії.
2. Опишіть природні зони арктичного поясу.
3. Проаналізуйте вплив багаторічної мерзлоти на довкілля.
4. Опишіть зону лісотундри.
5. Порівняйте зони приокеанічних луків та лісо-лучну, вкажіть спільні та відмінні риси.
6. Проаналізуйте особливості поширення природних зон помірною поясу, вкажіть причини.
7. Опишіть зону тайги.
8. Опишіть зону мішаних лісів, вкажіть основні відмінності її секторів та причини.

9. Порівняйте рослинність приатлантичного та притихоокеанічного секторів широколистяних лісів, з'ясуйте причини їхньої відмінності.
10. Опишіть зону лісостепу, поясніть зміну видового складу рослинного покриву із заходу на схід та з півночі на південь.
11. З'ясуйте причини формування степової зони помірного поясу.
12. Порівняйте Казахські та Центральноазійські напівпустелі помірного поясу, вкажіть спільні та відмінні риси.
13. Опишіть пустелі помірного поясу, визначте причини їхнього утворення.
14. З'ясуйте відмінності зони твердолистяних лісів і чагарників Європейського та Азійського секторів.
15. Визначте спільні та відмінні риси помірних та субтропічних пустель.
16. Опишіть зону субтропічних мішаних мусонних лісів.
17. З'ясуйте причини формування тропічних пустель.
18. Поясніть особливості поширення природних зон субекваторіального поясу.
19. Опишіть зону вологих екваторіальних лісів.



2.1. ПІВНІЧНА ЄВРОПА

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ОСТРІВНА ЄВРОПЕЙСЬКА АРКТИКА.
2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ІСЛАНДІЯ.
3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ФЕННОСКАНДІЯ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи : навч. посіб. / І. П. Половина. – Київ : АртЕК, 1998. – 272 с.

Міхелі С. В. Фізична географія Євразії: навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.

Gudmundsson A. Dynamics of volcanic systems in Iceland: Example of Tectonism and Volcanism at Juxtaposed Hot Spot and Mid-Ocean Ridge Systems / A. Gudmundsson. // Earth Planet. Sci. – 2000. 28:107–40. URL : <https://www.annualreviews.org/doi/pdf/10.1146/annurev.earth.28.1.107>

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

У субконтинент “Північна Європа” об’єднують три фізико-географічні країни: Острівну європейську Арктику, Ісландію та Фенноскандію.

◎ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ОСТРІВНА ЄВРОПЕЙСЬКА АРКТИКА

Простягається з заходу на схід майже вздовж усього євразійського узбережжя Північного Льодовитого океану в межах арктичного та субарктичного кліматичних поясів. Фізико-географічна країна об'єднує архіпелаги та окремі острови. Найпівнічнішим є архіпелаг Земля Франца Йосифа, острови якого розташовані на північ від 80° пн. ш. Найпівденніший – о. Колгуєв розташований на південь від 70° пн. ш.

Об'єднання в одну фізико-географічну країну цих територій проведено за такими критеріями: розташування на єдиному шельфі Північного Льодовитого океану, тобто на підводній окраїні материка; мають спільну геологічну будову з прилеглими материковими частинами, але відокремлені від них тектонічними розривами; розташовані на північ від 70° пн. ш., переважно в арктичному кліматичному поясі. У східному напрямі зменшується вплив Атлантики та збільшується континентальність. Суворі кліматичні умови сприяють розвитку на островах зональних льодовикових покривів, багаторічної мерзлоти та дуже низького біокліматичного потенціалу. На цих архіпелагах сформувалася найпівнічніша зона арктичних пустель і тундрово-арктичний тип висотної поясності з фауністичним комплексом арктичних пустель, тундр і розвитком пташиних базарів.

Кожна група островів має свої особливості природи, що визначаються географічним положенням, геологічною будовою та рельєфом, гідрокліматичним режимом. Тому у цій фізико-географічній країні виділяють фізико-географічні області: Шпіцберген, Земля Франца Йосифа з льодовиковими щитами й арктичними пустелями, Нова Земля, о. Войгач і о. Колгуєв із льодовиковим покривом, щитами й арктичними тундрами.

Фізико-географічна область архіпелаг Шпіцберген

Архіпелаг розташований між 76 і 81° пн. ш. і складається з трьох великих островів: Західний Шпіцберген (площею понад

37 тис. км²), Північно-Східна Земля, Едж, семи дрібніших островів, а також груп маленьких островів і шхер, близько розташованих один від одного. Острови мають материкове походження і до неогену з'єднували Європу та Гренландію. Рельєф гірський, сильно розчленований з висотами 1 500–1 700 м, сформований каледонським орогенезом, але до його складу входять і давніші структури байкальської складчастості. Близько 90% площі островів покрита материковими льодами. Тільки західне узбережжя придатне до життя, де прибережні води та фіорди доступні для навігації з червня по вересень. Клімат островів суворий, хоч його і пом'якшує Шпіцбергенська тепла течія. Температури липня +3°C, +5°C, січня – -12°C, -18°C. Західна частина острова дощова, східна – сухіша. Вільну від льоду західну частину архіпелагу вкривають дріадові тундри з касіопеєю, значні площі займають торфовища. На архіпелазі задокументовано близько 160 видів птахів, 20–30 видів тут гніздяться цілорічно. Найпоширенішими є люрик, кочівний буревісник, кайра товстодзьоба і мартин трипалій. Єдиним населеним островом архіпелагу є Шпіцберген, на якому проживає менше 3 тис. мешканців, більшість з яких працює на вугільних шахтах.

Фізико-географічна область Земля Франца Йосифа

Архіпелаг об'єднує понад 190 невеликих островів (найбільші з них Земля Георга, Земля Вільчека) загальною площею понад 16 тис. км², переважно розташованих на півночі 80° пн. ш. на найширшому шельфі Північного Льодовитого океану. В основі архіпелагу лежить платформа, перекрита плащем палеозойських і мезозойських відкладів, відокремлена від опущеного шельфу скидовою структурою. Рельєф більшості островів платоподібний із середніми висотами 400–500 м. Глинисті юрські сланці, якими вони складені перекриті базальтовими покривами потужністю 20–30 м. Клімат архіпелагу арктичний із сильними південно-східними і східними вітрами та великою хмарністю. Зимові температури знижуються у північному та східному напрямі від -20° до -35°C, полярна ніч триває 125 днів. Літні температури в межах

архіпелагу від'ємні (-1°C). На узбережжі випадає до 200 мм, а на вершинних поверхнях – 500 мм опадів. Льодовики вкривають до 85% архіпелагу, переважно вони покривного типу потужністю від 50 до 500 м. На безльодовикових поверхнях сформувалися арктичні пустелі з бідною рослинністю – лишайники, полярний мак, каменеломки на полігональних ґрунтах. Фауну представляють полярні ведмеді та полярні лисиці, а також численні види птахів, з яких 15 видів гніздяться на островах. У 2016 році Землю Франца Йосифа включено в межі російського Арктичного національного парку, постійного населення немає.

Фізико-географічна область Нова Земля

Архіпелаг складається з двох великих островів – Північного та Південного, розділених вузькою протокою Маточкін Шар та низки дрібних. Рельєф гористий пенеппленізований із максимальними відмітками до 1500 м, глибоко розчленований долинами, що перетворилися у трого та фіорди. У тектонічному відношенні – це продовження герцинських структур Уралу, припіднятих неотектонічними рухами. В плейстоцені тут формувався один із центрів зледеніння. Північні та східні острови архіпелагу належать до арктичного клімату, а південні та західні мають ознаки субарктичного. Зима порівняно тепла (-14°C , -20°C , при мінімумі -40°C), оскільки по улоговині Ісландського мінімуму приходять атлантичні циклони. Літо холодне, вітряне, туманне та дощове, температури найтеплішого місяця (серпень) $+1^{\circ}\text{C}$, $+6^{\circ}\text{C}$. Переважають опади у вигляді снігу, їх випадає від 400 до 700 мм за рік. Північний острів зайнятий покривними та вивідними льодовиками, вони займають майже половину його площі. На Південному переважають гірськодолинні льодовики. Рослинність аркто-тундрова – мохи, лишайники, низькорослі та подушкоподібні арктичні трав'янисті багаторічники. Типовими представниками тваринного світу є лемінг і песець. На Новій Землі розташовані два військові містечка з військовим аеродромом та російська база підземних атомних випробувань.

◎ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ІСЛАНДІЯ

Острів розташований між полярним колом і 63° пн. ш. на відстані майже 1000 км від Європи, з якою немає генетичного зв'язку. Він сформувався у північній частині Північноатлантичного середнього хребта внаслідок проявів неогенової та четвертинної вулканічної діяльності, тому складений давніми, молодими і сучасними вулканічними породами. Основу становлять палеоген-неогенові темноколірні базальтові лави, що в неогені зазнали підняття і розколів, а з тріщин проходило нове витікання вулканічних продуктів, що складаються з кислих порід. Вулканічна діяльність проявляється дотепер і зосереджена у південно-східній частині острова.

У плейстоцені Ісландія була під зледенінням, що відобразилося у рельєфі та будові берегів, які глибоко почленовані фіордами.

Рельєф переважно гірський і представлений базальтовим плато з середніми висотами 400–600 м, що стрімко обриваються до моря. Низовини поширені тільки на заході та південному заході. У південній та південно-східній частині острова вздовж лінії тектонічного розлому на базальтову основу насаджено вулканічні конуси – це найвища частина острова з висотою 2 219 м. На південному заході розташований найактивніший вулкан острова – Гекла (1 491 м). Загалом на острові 140 вулканів, 26 з них є діючими. З вулканічною діяльністю пов'язані виходи газів, термальні води та гейзери.

Високі масиви вкривають льодовики скандинавського типу, висота снігової лінії змінюється від 400 м на північному заході острова до 1 660 м у його центральній частині.

Кліматичні особливості зумовлені положенням острова в центрі зимової баричної депресії (інтенсивна циклонічна діяльність) та проходженням теплої течії *Ірмінгера* вздовж його південної окраїни (відчутно впливає в зимовий період) і холодної Східногренландської течії вздовж його північного узбережжя. Тому літні температури не перевищують +7°C, +12°C, а зимові

змінюються від -1°C , $+2^{\circ}\text{C}$ на південні та південно-західній частині острова до -5°C , -15°C у центральній частині та північному узбережжі. Річна сума опадів на півдні острова становить 800–1 000 мм, на навітряних схилах гірських масивів – до 2 000 мм, у внутрішніх районах і півночі – до 500–300 мм.

Значна кількість опадів, великі запаси води в льодовиках визначають наявність численних повноводних, але коротких річок із максимумом витрат у липні-серпні та зимовою меженню.

Рослинність представлена субарктичною мохово-лишайниковою і чагарниковою тундрою: мохи, лишайники (ісландський мох), верески, брусниця. На узбережних низовинах південної частини острова поширені різнотравно-злакові луки океанічного типу. Деревна рослинність трапляється рідко – це низькорослі зарослі з карликової берези, чагарникової верби, горобини. Значні площі зайняті осоковими та моховими болотами. Для тваринного світу Ісландії характерна бідність видового складу: тут поширені лемінг, песець та завезений з материка північний олень. По берегах внутрішніх водойм і вздовж морських узбережж багато водоплавної птиці.

Значна частина населення острова зосереджена в південних і південно-західних узбережних районах. У господарстві інтенсивно використовують геотермальну енергію.

— © 3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ФЕННОСКАНДІЯ

До цієї фізико-географічної країни входять Скандинавський півострів із прилеглими островами (Готланд, Еланд, Борнгольм, Лофотенські о-ви), а також Фінляндія, Карелія та Кольський півострів. Межу зі Східно-Європейською рівниною проводять по південному узбережжю Ладозького та Онезького озер. Для Фенноскандії характерне поширення давніх структур, різко виражені сліди четвертинного зледеніння, панування тайги та гірських тундр.

Фенноскандія розташована в межах давніх тектонічних структур: каледонід на заході та архейсько-протерозойського

Балтійського кристалічного щита на сході. Ці різновікові та літологічно неоднорідні структури об'єднує спільна історія розвитку – інтенсивна денудація поверхні, яка проходила на фоні тривалих піднятів та диференційованих диз'юнктивних рухів. Відповідно, сформувалися різновікові та різновисотні пенеплени, розчленовані на горстові та скидові підняття, розділені зонами опускання. Відроджені у пліоцен-плейстоценовий час лінійні тектонічні розломи, переважно субширотного (з північного заходу на південний схід) простягання, визначили простягання інтрузивних тіл і горстів, рисунок післяльодовикової гідромережі та закладення фіордів (рис. 9).



Рис. 9. Фіорди Норвегії

У четвертинний період Фенноскандія неодноразово покривалася льодом і була центром формування льодовика. Льодовики та їхні води сформували класичні форми льодовикового рельєфу з переважанням льодовиково-екзараційних форм. Структурні нерівності рельєфу визначали вплив на поверхню четвертинного зледеніння: підвищені ділянки зазнали екзарації, тому для них характерні відшліфовані поверхні, заокруглені пагорби, поглиблені долини, баранячі лоби. Зниження мають сліди акумулятив-

ної роботи льодовика і талих вод, у рельєфі поширені моренні горби, друмлини, ози, зандрові поля. Порівняно недавнє звільнення від льоду зумовило молодість її ландшафтів, що виражається у великій кількості озер, невикористаності річкових профілів.

Орографічно Фенноскандія представлена поєднанням гір, плоскогір'їв, височин і низовин. Найвищою частиною є *Скандинавські гори*, вони мають вигляд плоскогір'їв із середніми висотами 1 200–1 400 м. На заході гори впритул підходять до узбережжя та відділені від моря неширокою смугою виположеної узбережної абразійної рівнини. Стрімкі західні схили сильно розчленовані річковими долинами, котрі успадкували тектонічні тріщини, були поглиблені четвертинним льодовиком і при виході в море утворюють фіорди. На сході Скандинавські гори поступово знижуються й переходять у кристалічне плоскогір'я *Норланд*. Воно має вигляд плато з середніми висотами 400–600 м й уступами знижується до узбережжя Ботнічної затоки. На південь і схід від плоскогір'я Норланд у кристалічній основі закладений прогин, який у рельєфі відображений низькими рівнинами – *Центральношведська низовина* й *Центральна озерна низовина* Фінляндії та куполоподібними височинами – *Смоланд* із висотами 300–350 м і *Манселькя* – 500–700 м. Північну частину Кольського півострова займають гори вулканічного походження *Хібіни*.

Положення країни між 56 і 71^о пн. ш. визначає відносно суворий клімат зі значною хмарністю, туманами та сильними вітрами. Близькість до Атлантики з її теплими течіями та циклонічною циркуляцією зумовлює значне зволоження та відносну м'якість зимового сезону, особливо відчутний її вплив на західних схилах Скандинавських гір та південному узбережжі Швеції. Тому спостерігаються значні температурні відмінності та посилення континентальності у східному напрямку. Літо коротке та прохолодне із середніми липневими температурами до +17°C на півдні та +10°C, +12°C на півночі. Кліматичні відмінності проявляються у розподілі опадів, які приносять західні циклони. Поєднання значних висот гірських хребтів і їхнє розташування перпендикулярно до західних і південно-західних вологих вітрів зумовлюють

максимальні суми опадів на південному заході Скандинавії – до 3 000 мм. У північному напрямку кількість опадів зменшується до 1 000 мм, а внутрішні райони, розташовані у дощовій тіні, отримують всього 400–800 мм опадів за рік. Опади повсюдно перевищують випаровування, що спричинює перезволоження території, заболочення та повноводність рік.

Рельєф і клімат Фенноскандії сприяють розвитку густої гідромережі. Її формування зумовили тектонічні розломи та плейстоценове зледеніння, тому ріки мають невироблені профілі, багато порогів та водоспадів. Характер річок змінюється – річки західних схилів Скандинавських гір короткі, зі швидкою течією, взимку не замерзають, річки східних схилів довші (найбільшою є ріка Гломма – 611 км) та мають повільне падіння. Для рік характерне переважно снігове живлення, а на заході – снігове та дощове з часткою льодовикового. Максимум витрат припадає на пізню весну та початок літа, але оскільки більшість рік регульована озерами, різких коливань у витратах не буває. Ріки мають потужний енергетичний потенціал, що його інтенсивно використовують у господарстві країн.

У Фенноскандії багато озер, особливо в межах Балтійського щита, де вони формують неперервні ланцюги, з'єднані між собою короткими ріками або широкими протоками. Більшість з них мають невелику площу, але є і великі – *Саймаа*, *Інарйярві*. Все ж найбільші озера розташовані на Середньошведській низовині та півночі плато Смоланд. До цієї групи належить озеро *Венерн* (площа 5 650 км², глибина 106 м), *Веттерн*, *Меларен* та ін.

У горах Скандинавії сучасне зледеніння займає значні площі (близько 5 тис. км²). Снігова межа на південних ф'ельдах лежить на висоті 1 200 м, а на півночі знижується до 400–500 м, язика найбільших льодовиків опускаються нижче снігової лінії до 200–100 м.

Для Фенноскандії, кліматичні умови якої забезпечують тривалість вегетаційного періоду 120 днів, характерна бореальна рослинність. Тільки на крайній півночі (на півночі 70° пн. ш.) поширені рівнинна тундра та лісотундра. На півдні вона змі-

нуються північною тайгою на глеєво-підзолистих ґрунтах, а в горах формує пояс гірської тундри. Для тундри типовими є мохи, лишайники, ягідні чагарнички, ялівець та карликова береза. Основними лісоформуючими породами тайги є сосна звичайна, ялина європейська, а також береза. У лісах потужний моховий та чагарничковий (вереск, чорниця, брусниця) покрив. Для всієї тайгової області характерне значне поширення торфових боліт, особливо у східній частині. На півдні 60^о пн. ш. хвойні ліси переходять у мішані, в яких поряд з ялиною та сосною трапляються в'яз, клен, липа, кілька видів дубів, а на крайньому півдні – бук.

Різноманітність природних умов Фенноскандії визначає виділення в її межах двох фізико-географічних областей: гірський захід та рівнинні схід і південь.

Гірська фізико-географічна область Фенноскандії

Область представлена Скандинавськими горами та прилеглим до них Норландським плоскогір'ям. Скандинавські гори сформувалися в неогені внаслідок тектонічних рухів, що охопили залишки каледонських пенепленізованих структур та західну частину Балтійського щита. Вони представлені витягнутими у північно-східному напрямі асиметричними середньовисокими плоскогір'ями із пологохвилястими вершинними поверхнями – ф'ельдами. Ф'ельди розчленовані тектонічними долинами на окремі масиви, найбільші та найвищі з яких розташовані у південній частині півострова. Найпоширенішим рельєфом ф'ельдів є одновисокі слабко погорбовані поверхні (давні пенеплени) з висотами 1 200–1 800 м, над якими подекуди піднімаються групи скелястих, ускладнених карами вершин з абсолютними висотами до 2 400 м (г. Галлгепітген, 2 469 м). У північному напрямку висота гір знижується, але значне тектонічне, ерозійне та льодовикове розчленування надає ландшафтам альпійського характеру. Найбільш розчленованими є західні схили Скандинавських гір та узбережжя – наслідок послідовної взаємодії ендегенних та екзогенних чинників. Неогенові розломи були успадковані ріками, а в плейстоцені цими долинами спускалися льодовики,

надаючи їм характерний троговий профіль. Після звільнення з під льоду узбережна зона зазнала опускання і долини затопило море, сформувалися довгі (понад 200 км) вузькі звивисті фіорди.

На заході гори майже впритул підходять до океанічного узбережжя, вздовж їхнього підніжжя формується виположена абразивна низовина завширшки 60 км (основна зона поселень Норвегії).

Східний схил Скандинавського нагір'я пологіший. Він переходить у кристалічне плато Норланд, яке охоплює східну частину Скандинавського півострова. Перехід між ними означений різким перегином схилу. Плато має виположену поверхню з середніми висотами 400–600 м, подекуди трапляються невисокі пологосхилі кражі, моренні горби та озві пасма. Воно східчасто опускається до Ботнічної затоки.

Клімат ф'ельдів характеризується тривалою (до 9 місяців) сніжною зимою з середніми температурами січня -9°C , -12°C та прохолодним хмарним літом із можливими снігопадами, значними опадами, особливо у західній, вищій частині (до 2 000–3 500 мм). Більшу частину року вони вкриті снігом, формується багато льодовиків, переважно покривних, норвезького типу.

Суворий клімат ф'ельдів не сприяє розвитку деревної рослинності. Для них характерна розріджена гірсько-тундрова чагарникова та мохово-лишайникова рослинність, подекуди гірські трав'яні луки. На півночі пояс гірської тундри починається з висоти 300–400 м, у середній частині – з висоти 700–800 м, на півдні – понад 1 000 м. Переважають карликові та сланкі форми багаторічників – береза, ялівець, вереск, толокнянка, брусниця.

Плато Норланд заліснене, оскільки характеризується вищими літніми температурами ($+14^{\circ}\text{C}$, $+15^{\circ}\text{C}$) та меншим (від 700 до 500 мм) зволоженням, а також потужним покривом підзолистих ґрунтів, що сформувалися на пухких льодовикових відкладах. Тут ростуть переважно ялинові та соснові ліси.

Рівнинна фізико-географічна область Фенноскандії

Розташована на південь і схід від плоскогір'я Норланд у межах прогину Балтійського щита. Її поверхня складена стійкими

до ерозії кристалічними та метаморфічними породами, тільки в Центральнoшведській низовині є залишки осадового плаща з пісковиків, сланців і вапняків. Для рівнин Фенноскандії характерні заболочені заозерені низовини з середніми висотами від 50 до 100 м, із невисокими кристалічними горбами та льодовиково-акумулятивними формами. Найвідомішими є пасма поблизу берега Фінської затоки, що піднімаються над оточуючими низовинами на 70–100 м, при абсолютній висоті 200–220 м. Вони мають складну структуру, оскільки сформовані кінцевою мореною, за участі зандрового матеріалу та озів.

На півдні півострова розташована височина *Смоланд*, яка відповідає склепінчастому підняттю Балтійського щита. Відповідно до структури вона найвища у центральній частині (понад 300 м) і полого понижується до країв, тільки на півночі стрімко обривається до Центральнoшведської озерної низовини. Схили Смоланда розчленовані порожистими долинами рік.

Валоподібна денудаційно-тектонічна височина *Манселька* простягається дугою з північного заходу на південний схід у центральній частині Балтійського щита і є вододілом між Білим, Баренцевим та Балтійським морями. Характеризується значно погорбованим рельєфом із висотами 400–600 м (718 м), куполоподібними вершинами та давньольодовиковими екзараційними та акумулятивними формами.

Північну частину Кольського півострова займають гори вулканічного походження *Хібіни*. Тут розробляють апатито-нефелінові руди (на сьогодні це найбільші розвідані світові поклади). У рельєфі переважають платоподібні вершини з висотами 900–1 000 м та круті схили, ускладнені давніми карами та сніжниками.

Часте проникнення арктичного та континентального помірного повітря внаслідок деякої віддаленості від Атлантики та перебування території в дощовій тіні Скандинавських гір, спричинюють холодну морозну зиму, тривалістю від 2–3-х місяців на півдні до 6–7 місяців на півночі, зі стійким сніговим покривом, та коротке літо з температурами від +17°C до +11°C, меншу суму опадів – від 750 мм на півдні, до 400 мм на півночі. Але повсюдно

коефіцієнт зволоження вищий 1, що у поєднанні з рівнинним рельєфом та виходами на денну поверхню водонепроникних порід сприяли формуванню заболочення на значних територіях.

Рівнинна область багата озерами, тільки у Фінляндії вони посідають 12% її площі. Переважають озера тектонічного та льодовикового походження. Перші витягнуті вздовж ліній тектонічних розломів і депресій (оз. *Веттерн*), другі – у напрямку руху давнього льодовика (Центральна озерна низовина Фінляндії (оз. *Саймаа*, площею 4 400 км²) та Карелія).

Для ґрунтів рівнинної Фенноскандії характерний переважно грубий гранулометричний склад, мала потужність профілю та сильна завалуненість. У низинах переважають болотні ґрунти, на дренажних ділянках – підзолисті.

Рівнинну Фенноскандію вважають найзалісненішою областю Європи, адже понад 50% її площі вкрито лісами, переважно вторинними. Найпоширеніші соснові та ялинові ліси на підзолистих ґрунтах, півдні вони змінюються хвойно-широколистяними лісами з переважанням дуба, липи, клена на дерново-підзолистих ґрунтах. Великі масиви лісів заболочені. На північних височинах заболочені тайгові ділянки чергуються з гірсько-тундровою рослинністю.

У складі тваринного світу поширені благородний олень, косуля, білка, з птахів – рябчик, глухар, тетерів, багато водоплавних.



Питання для контролю і самоконтролю

1. Вкажіть критерії об'єднання арктичних островів в одну фізико-географічну країну.
2. Яке походження острова Ісландія?
3. Чим зумовлені кліматичні відмінності різних частин о. Ісландія?
4. Обґрунтуйте вплив плейстоценового зледеніння на формування сучасного рельєфу Фенноскандії.
5. Які процеси визначили рисунок сучасної гідромережі Фенноскандії?
6. Поясніть причини неоднорідності розподілу кількості опадів на території Фенноскандії.

7. Поясніть відмінності у поширенні рослинного покриву ф'єльдів і рівнинної області Фенноскандії.

2.2. ЦЕНТРАЛЬНА ЄВРОПА

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ГЕРЦИНСЬКА ЄВРОПА ТА БРИТАНСЬКІ ОСТРОВИ.
2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СЕРЕДНЬОЄВРОПЕЙСЬКА РІВНИНА.
3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА АЛЬПІЙСЬКА ЄВРОПА.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи : навч. посіб. / І. П. Половина. – Київ : АртЕК, 1998. – 272 с.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Netherlands. URL : <https://www.britannica.com/place/Netherlands>

Geography France. URL : <https://www.geography.name/france/>
Физическая география материков и океанов / [под ред.

А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. Ч. 1. : Евразия, Северная Америка / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – 417 с.

Гудзевич А. В. Регіональна фізична географія (Європа та Азія) : навч. посіб. / А. В. Гудзевич. – Вінниця : Віндрук, 2005. – 464 с.

◎ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА

ГЕРЦИНСЬКА ЄВРОПА ТА БРИТАНСЬКІ ОСТРОВИ

Ця фізико-географічна країна охоплює переважно герцинські тектонічні структури (*Пеннінські гори, Центральний масив Франції, Паризький басейн, Гаронська низовина, Нормандська височина, Лондонський басейн, Рейнські Сланцеві гори, масиви Вогези і Шварцвальд*, крайові хребти *Чеського масиву, Малопольська височина*), винятком є тільки *Ірландія* та захід і північ Великобританії, сформовані каледонським орогенезом. Об'єднуються ці області в єдину країну, оскільки Британські острови розташовані на материковому шельфі, а від Європи від'єдналися в антропогені, отже мають з нею спільні ландшафтні риси.

Герцинські структури внаслідок прояву новіших тектонічних рухів розбиті скидами й формують мозаїчну структуру з блокових масивів, горстових хребтів, куполоподібних плоскогір'їв і широких тектонічних улоговин-басейнів. У рельєфі вони представлені середньовисокими складчасто-бриловими масивами та хребтами, розділеними широкими улоговинами. Найтипівішими є пластові рівнини з моноклінальним заляганням осадового чохла. Аналогічний тип рельєфу, але більш згладжений, характерний і для центральної та південної частини Британських островів.

Найхарактерніший тип морфоструктур – середньовисокі складчасто-брилові гори, сформовані неотектонічними рухами на місці давніх складчастих денудованих плоскогір'їв і підвищень каледонського та герцинського віку. Залишки цих давніх поверхонь вирівнювання широко представлені у рельєфі. Гірські підняття подекуди обриваються грабенами. Утворення розломів та скидів супроводжувалося у мезокайнозойський час вулканізмом. Поствулканічні явища проявляються тепер виходами численних термальних і мінеральних джерел.

Фізико-географічна країна розташована в області океанічного та перехідного від океанічного до континентального клімату. Середні температури січня вищі 0°C, зими м'які, вологі, ріки не замерзають, на рівнинах сніговий покрив не встановлюється,

але в гірських районах сніг лежить кілька місяців. Літо помірне, середні липневі температури змінюються від +15°C на Британських островах до +20°C на рівнинах герцинської Європи. Середні річні суми опадів зменшуються від 1 500 мм на півночі та високих хребтах до 500–600 мм у східних районах.

Гідрологічна мережа густа й представлена ріками, русла яких об'єднані системою судноплавних каналів та порівняно невеликими озерами. У річках переважає дощове живлення та стійкий стік зі слабо вираженим паводковим режимом.

Для регіону характерні ландшафти широколистяних лісів на бурих лісових ґрунтах, основними лісоформуючими породами яких є бук і дуб. У горах переважають хвойно-дрібнолисті ліси. Тривале господарське освоєння території, особливо її рівнинних частин, змінило природні ландшафти – ліси збереглися тільки на стрімких схилах та у заповідних територіях і займають незначні площі, решту – рілля, окультурені луки та пасовища, штучні водні об'єкти, забудова, гірничі виробітки.

За типами ландшафтів цю фізико-географічну країну поділяють три області: Британські острови, Приатлантична область (Позаальпійська герцинська Франція) та Герцинська (Середня чи Центральна) Європа.

Фізико-географічна область Британські острови

Гори Британських островів приурочені переважно до каледонських антекліз північно-східного простягання, що відображено в загальній орієнтації кряжів і річкових долин. Тільки південні частини Ірландії, Уельсу, Пеннінські гори та Корнуел представлені герцинськими структурами. На північному заході Великобританії переважають низькі та середньовисокі гори, розчленовані скидовими долинами й улоговинами на низку нагір'їв, куполоподібних і брилових масивів. У їхній будові задіяні докембрійські й нижньопалеозойські кристалічні та метаморфічні породи і, частково, крейдові верхнього палеозою. Тривала денудація перетворила каледонські та герцинські масиви в пенеплен, альпійські рухи по давніх розломах підняли ці

масиви на різну висоту, а водна й льодовикова ерозія сформувала гірсько-льодовикові форми рельєфу. Тому формами рельєфу, які переважають, є безлісі верескові нагір'я з останцевими і бриловими хребтами незначної відносної висоти. Найвищим з них є *Шотландське нагір'я* (1 300 м) та *Кембрійські гори* (1 085 м). *Пеннінські гори* – це герцинське валоподібне антиклінальне підняття асиметричного характеру з платоподібними вершинами. У верхньопалеозойських вапняках сформувалися карстові форми рельєфу. Південний схід Великобританії займають погорбковані ступінчасті рівнини *Лондонського басейну*, сформовані на місці мульдopodobної синеклізи, заповненої полого залягаючими мезозойськими і кайнозойськими відкладами. Річкова мережа розчленувала цю рівнину на систему витягнутих на північний схід куєстових пасом із висотами понад 300 м.

Середня частина острова *Ірландія* зайнята невисокою (до 100 м) заболоченою Центральною рівниною, решту – низькі та середньовисокі (гори Керрі, 1 041 м) сильно розчленовані ерозією та льодовиками гори, що є продовженням Шотландських (розділені у кінці плейстоцену Північною протокою). На північному сході Ірландії сформувалися невисокі базальтові плато (*Антрім*) із виробленими абразивними поверхнями.

Клімат Британських островів характеризується дуже м'якими, як для цих широт, зимами з середніми температурами січня +3°C, +7°C, прохолодним літом (+11°C, +17°C), нестійкою погодою з частими туманами та сильними вітрами. На рівнинах випадає 600–700 мм опадів, переважно у вигляді дощу, у горах до 3 000 мм. Значна кількість опадів та незначне випаровування призводять до перезволоження земель та поширення боліт, торфовищ, вересових пустищ та трав'яних лук, якими зайнято близько 70% площі Ірландії.

Річкова мережа островів досить густа, але острівний характер території зумовлює їх незначну довжину (найдовшими є річки Шаннон на о. Ірландія та Темза на о. Великобританія). Ріки повноводні впродовж року і не замерзають. Великих озер немає, переважають озера карстового (переважно в Ірландії) та льодовикового походження.

Острови належать до зони широколистяних лісів, які займають тепер менше 5% території. В Англії та Ірландії місцями збереглися широколистяні ліси з переважанням літнього й зимового дубів, ясена, на дренованих схилах – буків. На півночі поширені мішані ліси (сосна, береза), у гірській Шотландії переважають вересові пустища.

Приатлантична фізико-географічна область

До складу області входять території Герцинської Європи, що розташовані на захід від нижнього Рейну та Прирейнських середньогір'їв (більша частина Бельгії та Франції, тому її ще називають ***Позаальпійська або герцинська Франція***). Значну частину області займають низькі та припідняті рівнини – *Паризький басейн (Північнофранцузька низовина), Гаронська низовина, Армориканська височина*, і тільки на півдні та південному сході піднімаються гори *Центрального Французького масиву*.

У тектонічному відношенні область лежить у межах епігерцинської плити, складчасті споруди якої були зруйновані, зазнавали диференційованих тектонічних рухів, морських трансгресій і пенеппенізації, а в неогені – кілька циклів брилових піднять та потужних дислокацій, що супроводжувалося вулканічними виливами. Внаслідок цих процесів утворився дуже розчленований рельєф із різноманітними за формою бриловими та склепінчастими масивами, куєстовими пасмами, горбами й рівнинами.

Центральний масив Франції займає майже весь південь та південний схід області. У тектонічному відношенні це куполоподібне підняття складене кристалічними породами (гнейси, граніти, слюдисті сланці), місцями перекрите мезозойськими та кайнозойськими породами. В альпійський орогенез пенеппенізовані поверхні масиву піддавалися інтенсивним диференційованим дислокаціям із утворенням розломів, склепінчастих і брилових структур та загальним підняттям (особливо на півдні та сході). Дислокації спричинили потужні вулканічні виливи у центральній частині масиву, що тривали аж до плейстоцену. Як наслідок утворилися базальтові столові височини, піднялися

великі стратовулкани та сформувалися могутні конічні споруди (згаслий вулкан Сансі (1 886 м) у масиві Мон-Дор). У плейстоцені найвищі вершини масиву були охоплені гірським заледенінням. Загалом, Центральний Французький масив характеризується плоскогірним типом рельєфу з середніми висотами 750 м (рис. 10). Найвищими та найбільш розчленованими є центральні та північні райони масиву, південна частина зайнята закарстованими вапняковими плато, а східна – системою кристалічних плоскогір'їв, які стрімко обриваються до низовини Рони.



Рис. 10. Масив Мон-Дор у Центральному масиві Франції

Північно-західну частину області займає *Арморіканський масив*, відокремлений від Центрального масиву широкою улоговиною. Ця герцинська споруда складена гранітами, гнейсами, подекуди вкритими товщею дислокованих палеозойських відкладів (пісковиків, кварцитів, сланців) і характеризується м'якими формами рельєфу та відсутністю глибоких грабенів і проявів вулканізму. Вертикальні рухи неогенового періоду розчленували масив на кілька пологових хвилястих піднять (*височина Котантен* на півострові Бретань, *Нормандська височина*), висоти яких не досягають 400 м.

На захід від Центрального масиву розташована *Ґаронська низовина (Аквітанський басейн)* – улоговина, сформована внаслідок опускання герцинських і альпійських складчастих структур та накопичення континентальних відкладів, що у рельєфі відображається одноманітною слабко погорбкованою рівниною з широкою терасованою долиною Ґарони. На північ від неї простягається невисока (50–100 м) широка, подекуди заболочена *Луарська низовина*. Вздовж узбережжя Біскайської затоки розташована смуга піщаних дюн.

Північнофранцузька низовина (Паризький басейн) займає блюдцеподібну улоговину, формування якої пов'язане з опусканням герцинського цоколя, що завершилося тільки в неогені. Вона заповнена крейдовими та палеогеновими морськими відкладами. Рельєф Паризького басейну представлений плоскою та хвилястою значно розчленованою рівниною з середніми висотами від 100 м у центральній частині до 400–450 м на сході та півдні. Для нього характерне чергування пологохвилястих плато куєстових пасом з крутими схилами та широкими плоских низовин. У поверхню рівнини глибоко врізаються меандруючі притоки Сени. У східному напрямі басейн переходить у прорізане глибокими долинами *Лотаринзьке* куєстове плоскогір'я (до 700 м), складене юрськими вапняками та тріасовими пісковиками.

На півночі області розташовані невисокі (до 400 м) герцинські гори *Арденни*. Вони утворюють широкі, глибоко розчленовані річковими долинами масиви, з плоскими або слабко погорбкованими поверхнями.

Область перебуває під постійним впливом вологих морських повітряних мас Атлантики, які зумовлюють помірно морський характер клімату. На рівнинах зима тепла, м'яка з переважаючим західних вітрів. Середні січні температури знижуються від +8°C на півдні до +2°C на північному сході. У Центральному Французькому масиві на значних висотах температури знижуються до -5°C, а сніг утримується кілька місяців. Середні липневі температури змінюються від +24°C до +17°C у тому ж напрямку. На крайових ділянках Центрального Французького масиву ви-

падає понад 1 000 мм опадів, місцями понад 1 500 мм. На внутрішніх рівнинах і улоговинах кількість опадів зменшується до 500–800 мм, а на південному сході, де максимум опадів зимовий – лише 500–600 мм. Південна частина області має риси середземноморського типу клімату.

Річкова мережа густа та розгалужена. Ріки мають постійно високий, з незначним підвищенням в холодний сезон рівень води, взимку не замерзають, сполучені каналами. Найбільші річки – Луара (1 020 км) і Сена (776 км).

У ґрунтовому покриві області переважають бурі лісові ґрунти, для середземноморської частини характерні ґрунти червоноземного типу, а на північному заході – слабкопідзолисті.

Відповідно до клімату, найхарактернішим типом рослинності є широколистяні ліси, які тепер покривають менше 20% області. Залежно від кліматичних особливостей, а також беручи до уваги рельєф та палеогеографію льодовикового й післяльодовикового часів, виділяють кілька типів формацій широколистяних лісів. Для Центрального Французького масиву характерні дубові (пухнастий, скельний і звичайний), букові та соснові ліси, менше поширені ялицеві. На півдні та в Аквітанії переважає рослинність середземноморського типу – каштан, французький клен, самшит, пробковий та кам'яний дуби, ялівець. На Армориканській височині поширені ліси з літнього та зимового дубів з домішкою каштана та граба. На піщаних наносах Біскайського узбережжя у цілях меліорації відновлені та висаджені ліси з приморської сосни.

Фізико-географічна область Герцинська Європа

Область охоплює герцинські території Центральної Європи, тому її ще називають **Центральноєвропейською герцинською** областю. Вона віддалена від Атлантики, що проявляється у наростанні континентальності її кліматичних умов, особливо у зимовий період. Рельєф характеризується складним чергуванням пенепленізованих низьких і середньовисоких складчасто-брилових гірських масивів та горбистих западин і міжгірних рівнин.

Найбільші гірські масиви розташовані в басейні Рейну – *Шварцвальд, Вогеци, Рейнські Сланцеві гори*, та в басейні Ельби – *Чеський масив, Рудні гори, Судети, Шумава, Гарц*. Між цими горами розташовані погорбковані припідняті куестові рівнини *Швабсько-Франконського та Тюрингенського* басейнів, а в грабенах – *Полабська та Верхньорейнська* низовини. У рельєфі та геологічній будові гір є певна подібність – вони мають незначні висоти (в середньому 600–800 м), складчасто-брилову або скидкову структуру, плоско-горбкувату вершинну поверхню, обмежену скидовими схилами.

У будові складчастого фундаменту переважають давні граніти, гнейси, а також палеозойські пісковики та глинисті сланці. Складчастий палеозой подекуди виходить на поверхню (*Чеський Ліс, Судети, Рейнські та Сланцеві гори, Вогеци, Шварцвальд*). На схід від Рейну палеозойські структури здебільшого перекриті в нижньому ярусі пермськими, а у верхньому – мезозойськими відкладами. Північний край палеозойського фундаменту області занурений під молоді відклади Польсько-Німецької синеклізи. Після закінчення орогенезу герцинські структури зазнали впливу інтенсивних тектонічних рухів мезозою, кайнозою, внаслідок чого тут з'явилися великі вигини, розломи та грабени. Герцинський орогенез і наступні процеси дробіння герцинських структур не раз супроводжувалися вулканічними виливами, особливо у Рейнських Сланцевих горах і Чеському масиві.

На сході області розташований склепінчастий масив, розділений Верхньорейнським грабеном на дві симетричні половини – масиви-близнюки *Шварцвальд* і *Вогеци* з висотою 1 400 м. Вони складені гнейсами і гранітами та стрімко обриваються до грабена, долина якого розташована на висотах 100–200 м.

На схід від Шварцвальду, де герцинські структури перекриваються товщами морських відкладів (вапняками та пісковиками), глибоко розчленованими притоками Рейну, утворився *Швабсько-Франконський* куестовий масив. Його поверхня представлена плато висотами 500–1 000 м з двома вираженими куестовими пасмами.

На північ серед горбистої місцевості піднімаються два горстові масиви – *Тюрінгенський Ліс* і *Гарц* з різко вираженими скидовими схилами і хвилястою пенепленізованою поверхнею.

Рейнські Сланцеві гори – це одноманітний щодо рельєфу давній пенеплен заввишки 400–500 м, прорізаний глибокою епігенетичною долиною Рейну та його притоками. Гори складені потужною товщею девонських сланцевих порід. На деяких ділянках масиву є сліди неогенового вулканізму, представлені маарами.

Чеський масив складений гранітами та гнейсами, а також дислокованими відкладами палеозою (сланці, кварцити, мергелі, пісковики). Він утворився внаслідок роздріблення та часткового підняття пенепленізованого масиву, відповідно його рельєф представлений високо припіднятими на окраїнах горстовими хребтами та відносно нижчою внутрішньою частиною. Північно-західну окраїну Чеського масиву формують *Рудні гори* заввишки до 1 200 м. До них з півдня прилягає скидова зона, уздовж якої в пліоцені відбувалася вулканічна діяльність, із якою пов'язані термальні та мінеральні джерела в районі вулкана Дупова (поблизу м. Карлові-Вари). Найбільшої висоти Чеський масив досягає в *Судетах* (вершина Снежка – 1 602 м), розташованих на його південно-східних окраїнах. Судети не утворюють єдиного хребта, а складені розрізненими бриловими масивами з проявами вулканізму та скидової тектоніки. До окраїнних хребтів Чеського масиву на південному заході належать *Чеський Ліс* з висотами понад 1 400 м і нижчі *Шумава* та *Баварське плоскогір'я*. Антропогенове зледеніння залишило на всіх окраїнних хребтах Чеського масиву, особливо в Судетах і Чеському Лісі, помітні сліди (кари, трогові долини і льодовикові озера). Внутрішня частина Чеського масиву нижча відносно окраїн, але характеризується різноманітним рельєфом. Найнижчою її частиною є *Полабська рівнина* з висотами до 200 м. На південний схід від неї лежить складена кристалічними породами *Чесько-Моравська височина* (500–600 м) із останцевими кряжами і горбами. Її східна частина вкрита закарстованими мезозойськими вапняками.

На північ від Чеського масиву між Рудними горами, Тюрингенським лісом і Гарцем лежить улоговина *Тюрингенського басейну* з куєстовим рельєфом.

На сході області, на вододілі Одри та Вісли розташована *Малопольська височина* – склепінчасте підняття, рельєф якого представлений горбистим плато з кількома кряжами заввишки до 600 м. Покривний льодовик рисського етапу зледеніння залишив пасма моренних глини та пісків.

Для області характерний помірно континентальний центрально-європейський клімат, риси якого змінюються залежно від рельєфу: гірські масиви мають вологий та прохолодний клімат, міжгірні западини – сухіший та континентальніший. Середні січневі температури знижуються із заходу на схід від 0°C до -4°C. У горах утворюється тривалий стійкий сніговий покрив. В окремі роки відбувається вторгнення східних континентальних повітряних мас, що призводить до різкого зниження температури на всій території. У літній сезон спостерігається збільшення температур у південному напрямку – середня температура липня змінюється від +18°C до +20°C. Сума опадів коливається від 600 до 800 мм на рівнинах, до 1 000 мм і більше у горах.

На гірських масивах області беруть початок численні великі річки та їхні притоки. Більшість річок у верхів'ях має гірський характер і у їхньому живленні частка вод від танення снігів є значною.

В області на рівнинах та нижніх схилах гір на лесових породах поширені бурі лісові ґрунти, на вапняках і доломітах – перегнійно-карбонатні ґрунти (рендзини), у горах і на височинах, складених пісковиками, сформувалися різні види підзолистих та дерново-підзолистих ґрунтів.

Поширені ліси середньоевропейського типу, основними лісоформуєчими породами яких є бук, зимовий і літній дуб, граб, рідше – ясен і в'яз. У верхньому гірському поясі на заході області панує ялиця, на сході – ялина. У Шварцвальді й Воґезах дубові ліси піднімаються по схилах до 300–400 м. Вище поширений пояс букових лісів (до 800 м), а ще вище (800–1 200 м) – хвойні з яли-

ці та ялини. Найвищі ділянки гір належать до субальпійського поясу, для якого характерне криволісся, гірські луки та місцями торфові болота. Маловодні закарстовані плато Швабсько-Франконського басейну вкривають твердолисті трави та чагарники (терен, шипшина, глід).

На рівнинах ліси головно вирубані, на розораних площах вирощують пшеницю, цукровий буряк. У горах лісорозробки, гідротехнічне будівництво, тваринництво, видобуток рудних копалин (особливо в Гарці та Рудних горах) призвели до часткового зведення лісів чи зміни їхнього видового складу.

—◎ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СЕРЕДНЬОЄВРОПЕЙСЬКА РІВНИНА

До цієї фізико-географічної країни належить територія, розташована між Фенноскандією та герцинськими структурами Європи – Північнонімецька та Польська низовини (тому її ще називають **Німецько-Польською** або **Північною**), Ютландія та острови прилеглих частин Північного та Балтійського морів. Вона простягається паралельно до морських узбереж від нижньої течії Рейну на заході до Вісли на сході та розширюється у східному напрямку від 200 до 400 км.

У тектонічному відношенні Середньоевропейська рівнина приурочена до молоді Західноєвропейської плити, що займає частину великої зони прогину земної кори між підняттям Скандинавського масиву на півночі та поясом герцинських складчастих структур на півдні. Прогини земної кори розпочалися у кінці палеозою, а чергування морських трансгресії та регресії сприяло формуванню потужної товщі переважно морських відкладів. З кінця неогену територія перебуває у стадії континентального розвитку, а четвертинні відклади представлені озерним та річковим алювієм, а також льодовиковими наносами, моренними суглинками, флювіогляціальними пісками. Потужність льодовикових відкладів місцями становить 100–200 м.

У рельєфі рівнини збереглися сліди двох останніх зледенінь – ріського та в'юрмського. У період максимального зледеніння льодовики доходили до підніжжя Карпат і герцинських масивів, а на заході – до нижньої течії Рейну. Останнє (в'юрмське) зледеніння займало меншу площу, воно охопило частину рівнини розташовану на схід від вододілу Ельби та Везера. Але це зледеніння залишило дуже помітні сліди льодовикової та водно-льодовикової морфології – кінцевоморенні пасма, давні долини стоку талих вод, що чергуються з озерними западинами. Західна частина рівнини, розташована поза зоною останнього зледеніння, складена переробленими льодовиковими відкладами – розмитим моренним матеріалом ріського (максимального зледеніння). Тому характеризується переважно згладженим і плоским рельєфом із висотами, що не перевищують 100 м. Ці місцями заболочені, території простягаються від нижньої течії Ельби до берегів Нідерландів.

Морська післяльодовикова трансгресія зумовила утворення Балтійського та Північного морів. Навіть в історичний час для берегової лінії характерні диференційовані рухи – простежують опускання західної частини та фрагментарні підняття на сході. Ознаки опускання має дуже розчленована на численні острівці дельта Рейну. Інтенсивне опускання узбережжя на заході області в XII–XIV ст. призвело до утворення заток, а береговий дюнный вал розпався на низку Західних і Східних Фрізьких островів. Між цими островами та берегом материка утворилася ділянка, яка затоплюється морем під час припливів – *ватти*. За ваттовим берегом простягається широка смуга частково розташованих нижче від рівня моря родючих *маршів* і *польдерів* (окультурені марші) – найродючіші орні землі Нідерландів (рис. 11). Вони захищені від вторгнення моря штучними греблями, що комбінуються з природними береговими дюнными валами. За смугою польдерів у Нідерландах і на північному-заході Німецької низовини сформувалася *гести* – гіпсометрично вища місцевість, складена зандровими піщанами відкладами. Це малородючі та заболочені землі. На південь від гестів вздовж підніжжя гір неширокою

смугою простягнулася горбкувата рівнина, вкрита лесовими суглинками.



Рис. 11. Польдери Голландії

На схід від нижньої течії Ельби рівнина розширюється і рельєф її змінюється. Вона характеризується вищими гіпсометричними рівнями та горбкуватим рельєфом, сформованим останнім (в'юрмським) зледенінням. Кінцевоморенні пасма простежені від Ютландії, де вони мають меридіональне простягання, і далі в широтному напрямі через східну частину Німецької низовини та північ Польської низовини до східної межі країни. Вони формують Балтійське пасмо, середня ширина якого 80–90 км, а висота 200–300 м. У западинах між кінцевоморенними горбами утворилося дуже багато гляціально-аккумулятивних загачених озер. Долинами рік ця смуга пасом розділена на кілька районів, які називають “поозер’ями” (Мекленбурзьке поозер’я, Поморське (тут розташована найвища частина Балтійського пасма з максимальною висотою 329 м) і Мазурське поозер’я). На південь від смуги кінцевоморенних пасом розташована область широких піщаних зандрових улоговин, утворених льодовиковими водами. Між цими улоговинами є трохи підвищені ділянки, що склада-

ються з моренного матеріалу епохи максимального (ріського) зледеніння.

Середньоевропейська рівнина характеризується перехідним типом клімату – від морського до континентального. Значна протяжність країни у широтному напрямі (понад 1 500 км) зумовлює значні кліматичні відмінності західної та східної частини. В умовах переважання західного переносу повітряних мас морське атлантичне повітря, просуваючись углиб материка, поступово трансформується, що зумовлює наростання континентальності клімату із заходу на схід. Саме в цьому напрямі знижуються зимові температури (від $+3^{\circ}\text{C}$ до -4°C), а літо теплішає (від $+16^{\circ}\text{C}$ на північному заході до $+19^{\circ}\text{C}$ на сході). На крайньому заході рівнини випадає 700–800 мм опадів, переважно у вигляді дощів та зі зимовим максимумом. У східному напрямі річна сума опадів зменшується до 550 мм, а їхній максимум пересувається на літні місяці. На заході часто бувають тумани та вітри великої сили. Взимку нерідко випадає сніг, який швидко тоне.

Середньоевропейська рівнина характеризується розгалуженою гідрологічною мережею. Її перетинає багато рік, що починаються в горах і течуть на північ до Північного та Балтійського морів. Найбільшими з них є *Везер*, *Ельба*, *Одер* і *Вісла*. Ріки повноводні протягом усього року, проте річки на заході області мають стійкіший водний режим і коротший період замерзання, ніж на сході. Східні річки, особливо Вісла, характеризуються значними коливаннями рівнів із вираженим весняним водопіллям та помірними літніми паводками. Живляться ріки переважно дощовими водами, невеликий відсоток становлять води від танення снігів у горах. Додатковим джерелом живлення є озера та болота. Ріки Середньоевропейської рівнини мають своєрідну будову річкових долин, виражену у чергуванні широтних та меридіональних ділянок. Широтні ділянки успадували давні долини стоку талих льодовикових вод, а меридіональні – це ділянки прориву річкових вод у бік моря. Така будова мережі сприяє будівництву судноплавних каналів, що об'єднують ріки в єдину водотранспортну систему.

На сході Німецько-Польської рівнини в районах розвитку стадіального моренного рельєфу є багато озер, що формують “поозер’я” – Мазурське, Поморське, Мекленбурзьке.

Для природних умов рівнини були характерні широколистяні ліси з дуба та бука на бурих лісових ґрунтах, тільки на північному сході вони змінювалися мішаними хвойно-широколистяними лісами на підзолистих ґрунтах. У наш час ліси охоплюють незначну площу, особливо на заході, де у рослинному покриві переважають культурні луки. Вздовж узбережної смуги Північнонімецької низовини поширені вересові пустища, які вкривають поверхні дюн і гестів з їхніми малопродуктивними піщаними підзолистими або болотними ґрунтами. Окрім них на прибережних дюнах трапляються невеликі ділянки соснових лісів. У Польській низовині, особливо у поозерній смузі, збереглися великі лісові масиви, видовий склад яких визначається гранулометричним складом. У разі переважання піщаних відкладів ростуть соснові ліси, залишки яких збереглися поблизу Балтійського узбережжя та на зандрових поверхнях у внутрішніх частинах рівнини. Великі площі займають мішані ліси з ялини, сосни та широколистяних порід з переважанням дуба, липи, клена. З наростанням континентальності бук у східній частині трапляється рідше.

—◎ 3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА АЛЬПІЙСЬКА ЄВРОПА

До її складу входять гірська система *Альп*, передальпійські *Швейцарське і Баварське плато*, *Венеціано-Паданська рівнина*, *Карпати і Придунайські рівнини*, *Кримські гори*.

Для цієї країни характерне поєднання гір і рівнин при абсолютному переважанні молодих складчастих гір значної висоти зі зледенінням давнім та сучасним. Рівнинні ділянки представлені акумулятивними низовинами з ерозійними формами рельєфу. Головну роль у формуванні країни мали альпійські орогенні рухи, які зумовили формування як молодих складчастих хребтів Альп,

так і великих зон занурення давніх серединних масивів і передгірських прогинів, які виражені в рельєфі Нижньо-, Середньодунайською та Венеціано-Паданською рівнинами.

Значна роль у формуванні рельєфу належить ерозії та акумуляції, а в четвертинний період – гірському зледенінню, внаслідок якого на передальпійських плато накопичувалися моренні та флювіогляціальні відклади, а на Придунайських рівнинах – леси.

Більша частина країни розташована в зоні помірного клімату, тільки для приморської частина Західних Альп та Венеціано-Паданської низовини характерні риси середземноморського субтропічного клімату. Розташовані на шляху переміщення західних вологих атлантичних повітряних мас високі гори добре звожуються, рівнини, що розташовані у дощовій тіні, є менш звоженими. Наростання континентальності клімату спостерігається і з просуванням на схід. На схилах гір виражена кліматична зональність, що проявляється в переході від теплого помірного клімату до нівального, а також експозиційність.

В умовах достатнього зволоження формуються широколистяні ліси, які на схід змінюються лісостепами та степами. У горах виражена висотна пояси́сть рослинного покриву – широколистяні ліси змінюються хвойними, вище яких поширені субальпійські та альпійські луки. На зміну видового складу та висоту цих поясів значний вплив має експозиційність.

Ландшафти рівнин та нижніх схилів гір з їх родючими буриями та чорноземними ґрунтами змінені господарською діяльністю: зведений природний рослинний покрив та ведеться інтенсивне землеробство, проведені роботи з меліорації земель, розташовані великі міста та ін.

Альпійсько-Карпатська фізико-географічна країна має суттєві відмінності природи окремих її частин, що і зумовило виокремлення Альпійської, Карпатської фізико-географічних областей та Кримських гір.

Альпійська фізико-географічна область

До Альпійської фізико-географічної області належать *Альпи, Швейцарське і Баварське плато, Юрські гори та Венеціано-Паданська низовина.*

Альпи – це найвища й найбільш розчленована гірська система Європи, де чітко виражена вертикальна поясність та розвинуті типові альпійські ландшафти. Вони мають форму опуклої на південний захід дуги та простягаються від берегів Середземного моря до Середньодунайської низовини на 1 200 км, при ширині 130–260 км. Вигин дуги знаходиться в районі найвищого масиву Альп – Монблану, а глибокою поперечною тектонічною долиною, що фіксується Боденським озером на півночі і озером Комо на півдні Альпи поділяються на *Західні* й *Східні*. Вся альпійська система гір розпадається на багато високих хребтів і масивів, відокремлених один від одного поздовжніми та поперечними зниженнями. Наявність різких (“альпійських”) форм рельєфу та глибока розчленованість зумовлені тектонічними процесами кінця неогенового та початку четвертинного періодів, інтенсивною ерозійною роботою водотоків, діяльністю гірських сучасних льодовиків і потужного плейстоценового зледеніння, а також літологічною неоднорідністю порід, якими вони складені.

Для Альп характерна закономірність у поширенні різних гірських порід, що виражено в поздовжньому простяганні літологічних зон – моласових, флішевих, вапнякових і кристалічних. Кристалічна зона є центральною осью зоною в Альпах і простежується по всій довжині дуги. До неї приурочені найвищі та наймасивніші хребти, складені кристалічними і метаморфічними породами з альпійськими формами рельєфу. Кристалічна зона з півночі та півдня оточена вапняковими зонами (мезозойські вапняки, мегрелі й доломіти). Ця вапнякова зона характеризується складною дислокованістю та різноманітністю форм при переважанні крутостінних масивів із баштоподібними вершинами. Вапнякові зони змінюються неширокими смугами моласових та флішевих зон, які формують рельєф із невисокими хребтами та м'якими формами вершин, широкими річковими долинами. Перелічені зони не є неперервними: місцями вони значно розширюються чи звужуються, виклинюються чи вклинюються одна в одну, що відображено у поєднанні різноманітних форм рельєфу на незначних територіях.

Західні Альпи – це найвища частина Альп із середніми висотами 3 000–4 000 м. Окремі їхні вершини сягають понад 4 000 м. Для Західних Альп характерна добре виражена дугоподібна форма хребтів, різка асиметрія схилів (внутрішні стрімкі, зовнішні пологі), велика кількість льодовиків. Починаються вони біля Генуезької затоки *Приморськими Альпами*, що круто обриваються до узбережжя Рів'єри. Далі гори простягаються в меридіональному напрямі й складаються з кристалічних масивів: *Котські Альпи*, масив *Монблан* – найвищої частини Альп з одноіменною вершиною заввишки 4 807 м (рис. 12). На цій ділянці Альп із заходу до кристалічних масивів примикає система *Передальп* – середньовисотних вапнякових гірських масивів. Зі сходу Альпи крутими скидовими схилами обриваються до Паданської низовини. Від Монблану гірська дуга Альп повертає на схід. Тут у центральній частині гір лежить наймасивніша гірська область – *Швейцарські Альпи*. Вони поздовжньою улоговиною, успадкованою долинами верхньої Рони та Рейну, розділені на два паралельні пасма. Північна ланка – це Бернські та Гларнські Альпи, південна – Пеннінські та Лепонтінські Альпи. Ці хребти складені кристалічними породами та вапняками, а їхні вершини перевищують 4 000 м.



Рис. 12. Гори Альпи, масив Монблан

Східні Альпи – це система хребтів, розташованих на схід від тектонічної долини, що проходить від Боденського озера до озера Комо. Вони ширші від Західних (до 260 км), але нижчі (середні висоти 2 500–3 500 м), відповідно, там менше сучасних льодовиків. У Східних Альпах добре виражена симетрія літологічних зон. Хребти мають переважно широтне простягання, тільки на сході вони віялоподібно розходяться. Кристалічна осьова смуга є найвищою у цій частині Альп і характеризується розчленованим гірсько-льодовиковим рельєфом та зледенінням. У цій зоні виділяють Ретійські, Бернські Альпи, Високий та Низький Таурен та інші хребти. Найбільшої висоти Східні Альпи досягають у Берніах (4 042 м). На крайньому сході висота гір рідко перевищує 2 000 м. На північ від кристалічної осрової зони розташовані нижчі, але значно розчленовані крутосхилі хребти, складені вапняками та доломітами, які на північ змінюються флішовою зоною. На південь від кристалічної зони простягаються закарстовані вапнякові Карнійські, Доломітові та Юлійські Альпи, які на південь переходять у нижчі вапнякові Передальпи.

На північному сході від Західних Альп відгалужується система дугоподібних середньовисоких хребтів **Юри** (максимальні висоти понад 1 700 м) палеоген-неогенової складчастості. Вони складені вапняками та мергелями, що спричинило значне поширення карсту. Південна та східна частина Юри представлена чергуванням хребтів-антекліноріїв і паралельних знижень – синкліноріїв. На півночі та заході – це плато, розчленоване каньйоноподібними долинами. На сході Юра крутим уступом висотою до 1 000 м обривається у бік Швейцарського плато, яке вклинюється між ними та Альпами.

Швейцарське плато, а також розраховане на схід від нього **Баварське плато** закладені на місці передальпійського прогину, виповненого неогеновими моласами, зім'ятими в широкі пологі складки. Південний край цього прогину був втягнутий у підняття, тому плато мають загальний північний нахил. Моласи перекриті льодовиковими і водно-льодовиковими відкладами. Рельєф представлений погорбкованими поверхнями з висотами

від 700–900 м на півдні до 300–400 м на півночі, розчленованими численними ріками. Швейцарське плато є вищим за Баварське та має краще збережені сліди впливу зледеніння, зокрема численні озера.

Венеціано-Паданська рівнина розташована між Альпійською дугою та Апеннінами. Вона сформувалася на місці тектонічного прогину, заповненого пухкими, втім числі алювіальними (р. По) відкладами. Рельєф рівнини плоский, слабо розчленований із широкими терасованими долинами та невисокими вододілами. Рельєф передгірської зони (з висотами 300–400 м) сформований льодовиковими та флювіогляціальними відкладами за інтенсивного розвитку сучасної ерозії. У пограничній з Альпами смузі є велика кількість кінцевих озер (Гарда, Комо та ін.).

На формування клімату Альп впливає близькість Атлантики та гірський рельєф. Передові хребти Передальп, розташовані на шляху вологих вітрів, отримують понад 2 000 мм опадів, передальпійські рівнини – до 1 000 мм. Високі хребти, що піднімаються вище рівня максимальної хмарності (понад 2 000 м) є менш зволженими. Найменше опадів випадає у внутрішніх долинах та улоговинах – 600–800 мм за рік. Для Альп характерні великі термічні контрасти, пов'язані зі значними амплітудами висот та положенням області у двох кліматичних поясах. Температури повітря районів, повернутих до Середземномор'я, є вищими, ніж північних районів: річна ізотерма 0°C у Приморських та Котських Альпах проходить на висоті 2 600–2 700 м, а в північних Передальпах – 2 000 м. Температурний градієнт влітку становить 0,6–0,7°C, взимку лише 0,3–0,5°C. Часто в горах дмуть гірсько-долинні вітри та фени.

Клімат Венеціано-Паданської низовини перехідний від середземноморського до помірного. Літо спекотне (середня температура +23°C, +25°C), зима прохолодна (середня січнева температура близько 0°C); опадів від 600 до 1 000 мм із літнім максимумом.

Велика кількість опадів та значні нагромадження снігу та багаторічного льоду формують сприятливі умови для розвитку

гідрологічної мережі. Альпи є потужним гідрологічним вузлом Європи – тут беруть початок ріки басейну Чорного (Драва, Сава), Середземного (Рона, По) та Північного (Рейн) морів. Річки мають гірський характер, значний річний стік, типовий альпійський режим стоку з різко вираженим максимумом у літню пору, оскільки переважає льодовикове та снігове живлення. На передальпійських рівнинах характер рік змінюється: течія сповільнюється, а поряд із основним літнім максимумом стоку формуються весняний та осінній дощові підняття. Багато рік перетікає через передальпійські озера, які регулюють їхній стік. Багато озер мають значну площу та глибину – Женевське (581 км²), Боденське, Гарда, Комо (найглибше в Європі – 410 м).

Загальна площа сучасного зледеніння Альп понад 4 тис. км². Снігова лінія на півночі розташована на висоті 2 500 м, а на півдні 3 000–3 200 м. Загалом у Альпах близько 1 200 льодовиків, найбільше їх у Швейцарських Альпах, де у Бернських Альпах розташований найбільший льодовик – Алецький та у масиві Монблан. Язики великих долинних льодовиків спускаються по схилах до висоти 1 500–1 100 м.

Різноманітність кліматичних умов та орографії формують значне ландшафтне різноманіття області. На місці зведених рівнинних букових та дубово-каштанових лісів нижніх передальпійських схилів та Венеціано-Паданської рівнини поширені орні землі з посівами зернових культур, а також сади та виноградники. На Швейцарському та Баварському плато, які є вищими та більш розчленованими лісова рослинність збережена краще: на сході вона представлена ялиновими та змішаними лісами на підзолистих ґрунтах; на заході переважають букові та дубові ліси на бурих лісових ґрунтах. У лісах Юри виражена висотна поясність – дубові ліси з висотою замінюються буковими та грабовими, а вище – ялиново-ялицевими.

В Альпах ландшафтні відмінності визначаються як закономірностями висотної поясності, так і зонально-широтним положенням, що добре відображено у нижньому поясі (до висоти 800–1 000 м). На південних (Приморські, Котські, Грайські) Аль-

пах і схилах що спускаються до Венеціано-Паданської рівнини ландшафти нижнього поясу мають середземноморські риси, але ліси збереглися невеликими масивами. Основними лісоформуєчими породами є каштан та алепська сосна, рідше трапляються дуб і бук. Часто кам'яниста поверхня схилів вкрита розрідженими зарослями чагарників «гарриги». У нижньому поясі північних районів Західних Альп панують букові та мішані ліси, а у менш зволужених Східних Альпах – дубові та соснові ліси, які у долинах поєднуються з остепнілими луками. Другий пояс поширений до висоти 1 800 м і характеризується вологим помірно-холодним кліматом (липневі температури +10°C, +15°C, січневі – -4°C, -8°C морозу). У нижній його частині ростуть дубові та букові ліси, у верхній – змішані та хвойні (ялиново-ялицеві у вологіших та сосново-модринові у сухіших районах). У субальпійському поясі, який займає висоти від 1 800 до 2 300 м поширена чагарникова та високотравна лучна рослинність (гірська вільха, сосна, рододендрони), оскільки сувора до 6–8 місяців зима і коротке прохолодне літо (+4°C, +10°C) із сильними вітрами не сприяють розвитку деревної рослинності. Вище – альпійський пояс із накипними лишайниками, а в пониженнях – низькотравними луками. У нівальному поясі поширені високогірні кам'янисті та льодовикові пустелі без вищої рослинності.

Карпатсько-Дунайська фізико-географічна область

Вона включає гірські системи *Карпат* та генетично пов'язані з ними рівнини *Середньо- і Нижньодунайську*. Карпати простягнулися широкою, вигнутою на північний схід дугою більше ніж на 2 000 км між Альпами, Європейськими рівнинами та Східним середземномор'ям. Таке географічне положення визначає особливості її природи – поєднання вкритих лісами гірських масивів та лісостепових і степових рівнин.

Область розташована в альпійській тектонічній зоні. Основа гірська зона в Карпатах, до якої належить внутрішня кристалічна смуга з окремими виходами мезозойських вапняків, формувалася в процесі орогенічних рухів другої половини мезозою до

палеогену (вона старіша, ніж Альпи). Внаслідок прояву вертикальних рухів в неогені гори були роздроблені на окремі блоки. Одночасно з підняттям Карпат відбувалося опускання прилеглих районів. Ці процеси супроводжувалися розломами, внаслідок чого вздовж внутрішньої дуги Карпат інтенсивно проявилися процеси вулканізму. До них приурочені вулканічні інтрузії та ефузії, відображені у сучасному рельєфі вулканічними хребтами, масивами та пасмами. Опускання зумовили утворення улоговин Середньо- та Нижньодунайської низовин.

Сучасний рельєф **Карпат** сформувався внаслідок пліоценово-четвертинних епейрогенічних підняттяв гірських систем різного віку, процесів ерозії та денудації. У будові Карпат повсюдно добре виражена флішева зона, тому для гір характерні здебільшого м'які форми рельєфу. Зона кристалічних хребтів має острівне поширення та фіксується в рельєфі різкими найвищими формами переважно на північному заході й південному сході. Масиви, складені з міцних кристалічних порід, зазнали впливу зледеніння, а також глибокого ерозійного та тектонічного розчленування. За неоднорідністю рельєфу Карпати поділяють на Західні, Східні та Південні.

Західні Карпати є найвисокогірнішим районом області та майже широтно простягаються від Малих Карпат на заході до р. Прада на сході. Найбільшої висоти та масивності вони досягають у центральній зоні, складеній давніми кристалічними породами та мезозойськими вапняками. Ця зона розчленована тектонічними долинами на кілька хребтів: Високі Татри з найвищою вершиною – піком *Герлаховскі Штім* (2 656 м), Низькі Татри, Мала та Велика Фатра та ін. Для цих хребтів характерний рельєф сформований плейстоценовим зледенінням – карові гребені, цирки, льодовикові озера. На південь розташовані середньовисокі столові масиви, складені вулканічними та вапняковими породами – Словацькі рудні гори, Матра та масиви Словацького карсту. Північну зону Західних Карпат становлять невисокі флішеві хребти Західних Бескид.

Східні Карпати субширотно простягаються та охоплюють гірські масиви від Низьких Бескидів до долини р. Прахов. У них майже

не виражені кристалічні та вапнякові зони, а поширені флішеві та вулканічні породи формують переважно згладжені форми рельєфу. Північна частина Східних Карпат (Українські або Лісисті) є найвужчою у цьому масиві та складена кількома середньовисокими хребтами (найвища вершина *г. Говерла, 2 061 м на Чорногірському хребті*). Внутрішня частина гірської дуги з боку Притисенської низовини обмежена розломами, вздовж яких розвивалися вулканічні інтрузії й ефузії, внаслідок чого сформувалися вулканічні масиви Вигорлат, Голіка та ін. Південну частину Східних Карпат називають Румунськими Карпатами. Вони мають складну будову: на сході простягаються флішеві хребти Молдавських Карпат з висотами до 1 500 м, що поступово переходять у горбогірне Молдавське плато (400–500 м); на заході – кристалічні та вулканічні масиви з висотами 1 300–1 700 м (Родна, Гутин та ін.).

На південь 46° пн. ш. Карпатська дуга різко повертає на захід та приймає загальне широтне простягання. Цю частину називають *Південні Карпати* (Трансільванські Альпи). Вони переважно складені кристалічними породами та характеризуються значними середніми висотами (найвища *г. Молдовяну, 2 544 м*), обривистими скидовими південними схилами, плоскохвилястими вершинними поверхнями (залишки давніх пенепленів), над якими подекуди височіють гребні зі слідами четвертинного зледеніння. На заході Південні Карпати знову різко повертають на південь. У цій частині Дунай формує глибоку долину прориву – Залізні Ворота.

У трикутнику між Південними та Східними Карпатами розташоване *Трансільванське плато* (пересічні висоти 250–800 м). Це розчленована річками горбиста територія, що є найбільшою серед внутрішніх тектонічних улоговин Карпат. Плато складене з горизонтальних пластів морських палеогенових відкладів, котрі місцями перекриті лесами. На заході плато оконтурене вулканічними та кристалічними хребтами Бігор та Метталічі з висотами понад 1 500 м.

Середньодунайська низовина розташована між Альпами та Карпатами в улоговині, що утворилися в ході неогенових опус-

кань мезозойських складчастих споруд. Процеси опускань супроводжувалися розломами та вулканізмом. Улоговина виповнилася потужними товщами морських, озерних і річкових відкладів, а також продуктами руйнування прилеглих гірських масивів. Східна частина Середодунайської низовини – це одноманітна низовинна рівнина з висотами до 100 м, розчленована Тисою та її притоками. Поверхня складена лесовими суглинками, еоловими пісками та алювієм. Західна частина (правобережжя Дунаю) має рельєф горбистих плато з висотами 250–350 м, складених неогеновими морськими відкладами, місцями перекриті лесами. Посеред цієї горбистої поверхні піднімаються невисокі плосковершинні гірські масиви загального північно-східного простягання. Переважно вони складені вапняками, тому мають карстовий рельєф. Найбільшим гірським масивом є Баконь (Баконьський ліс), у підніжжі якого в неглибокому грабені розташоване озеро *Балатон*.

Нижньодунайська низовина розташована між Карпатами та Старою Планиною в улоговині, що утворилася на місці зануреного мезозойського складчастого масиву. Поверхня її прикарпатської частини припіднята, горбиста та розчленована глибокими річковими долинами та поступово знижується у бік Дунаю. Східна та південна частини низовини значно нижчі та менше розчленовані. У нижній течії Дунай формує широку плоску (до 20–25 км) заплаву, а при впадінні в Чорне море – дельту з лабіринтами рукавів і численними озерами – *Балту*, які затоплюються під час розливів.

Для області характерний помірно-континентальний клімат. У гірських районах випадає 800–1 100 мм опадів за рік, а на північно-західних схилах гір – понад 1 500 мм. У міжгірських улоговинах та рівнинах опадів значно менше – 600–800 мм, а на сході Нижньодунайської низовини – від 300 до 500 мм. Максимум опадів випадає у вигляді дощів та припадає на літо. У південній частині області виражений ще й осінній максимум, пов'язаний із проходженням середземноморських циклонів. У горах взимку випадає багато снігу, який лежить у лісовому поясі до 4–7 місяців.

Середня липнева температура в передгір'ях Карпат і на рівнинах коливається від +19°C до +22°C. У горах з висотою температура знижується (+14°C, +15°C на висоті 800 м), проте на вершинах найвищих масивів середня липнева не опускається нижче від +3°C. Середня січнева температура в передгір'ях коливається від -2°C до -4°C, на Придунайських рівнинах від 0°C до -2°C. У верхній зоні гір середня січнева температура подекуди опускається нижче від -10°C. Тривалість зимового періоду на рівнинах 2–3 місяці, в горах – понад пів року.

Гідрологічна мережа області є густою та належить до басейну Чорного моря, окрім крайньої північної частина Карпат із витокami Вісли та Одери, що течуть до Балтійського моря. Найбільшою рікою є *Дунай*, що перетікає через рівнини та приймає з Карпат більшу частину своїх приток, у тім числі *р. Тису*. Ріки мають мішане (снігове та дощове) живлення, але характеризуються різними типами гідрологічного режиму. Гірські ріки окрім весняного водопілля протягом року мають кілька паводків, іноді катастрофічних. Озер багато, але вони невеликі за площею, переважають льодовикові (у Карпатах) та старичні (у долині Дунаю). Найбільшим озером є *Балатон* (площа 596 км²), закладене у тектонічному грабені, воно має незначну глибину (середня глибина 3 м). У різних частинах Карпат і Середньодунайської низовини є численні виходи мінералізованих і термальних вод.

Карпати, Трансільванія та західна частина Середньодунайської рівнини входять у зону широколистяних лісів, а Середньодунайська та Нижньодунайська рівнини вирізняються лісостеповими та степовими ландшафтами.

У горах чітко виражена вертикальна поясність, на висоту поясів та їхній видовий склад впливають експозиція схилів та географічна широта. У нижньому поясі до висоти 600–800 м поширені переважно дубові ліси, у Південних Карпатах вони складені дубом зимовим і літнім, ясенем, грабом, з домішками теплолюбних платана та сріблястої липи. Вище смуги дубових лісів, а у Західних і Східних Карпат на цих же висотах переважають букові ліси на гірсько-лісових бурих ґрунтах. Хвойні ліси

(ялина, ялиця) займають висоти від 1 200 до 1 500 м на півночі та від 1 400 до 1 600–1 800 м на півдні. Вище від лісового поясу до висоти 2 200 м розміщений високогірний пояс, більшу частину якого займають субальпійські чагарники (гірська сосна та вільха, рододендрон) і злакові луки. Найвищі вершини Карпат вкриває типова низькотравна альпійська рослинність.

Типові степові ландшафти має Нижньодунайська низовина. Деревна рослинність там траплялася тільки вздовж долини Дунаю (заплавні ліси з верби, осики, тополі у поєднанні з очеретяними зарослями на заплавних та алювіальних ґрунтах) і підніжжя Карпат (букові ліси на бурих лісових ґрунтах). Решту низовини вкривають розорані чорноземи та темно-каштанові ґрунти, серед яких є засолені ділянки.

Середньодунайська низовина внаслідок неоднорідності рельєфу характеризується значною різноманітністю ґрунтового-рослинного покриву. У східній її частині на лесових і алювіальних відкладах розвинені родючі темні чорноземні ґрунти. Природна рослинність на вододілах тут має переважно степовий характер (бородачеві, ковилово-різнотравні та лучні степи) і називається *пуштою*. Західна частина Середньодунайської низовини з горбистим і низькогірним рельєфом належить до лісової зони і в минулому була вкрита широколистяними дубово-буковими лісами.

Ґрунтового-рослинний покрив області значно змінений, а ступінь антропогенного впливу на ландшафти наростає від гірських територій до рівнин. Якщо Карпати вважаються чи не найбільш залісненими територіями у Європі, то на Придунайських низовинах природна рослинність на 90% території замінена культурною.

Фізико-географічна область Кримські гори

Сформувалися вздовж південного берега Кримського півострова полоугою дугою, що простягається з південного заходу на північний схід більш як на 150 км. Ширина гірської смуги 45–50 км (до 60 км між Сімферополем і Ялтою), а середні висоти коливаються в межах 800–1 200 м.

У рельєфі Кримських гір виділяють три пасма – Головне (Яйла), Передгірська (Внутрішня) і Зовнішня куеста. Пасма розділені двома пониженнями та розчленовані річковими долинами. Міжпасмові зниження мають різну ширину: між Головним і Внутрішнім пасмами від 2–3 до 15–20 км, між Внутрішнім і Зовнішнім пасмами – 3–5 км. У передгір'ях ріки сформували каньйоноподібні долини, а в міжпасмових зниженнях – широкі й терасовані. У Гірському Криму простежують рештки двох поверхонь вирівнювання неогенової системи: верхнє плато (1 250–1 400 м) – досередньоміоценового часу і нижнє плато (500–1 000 м) – верхнього міоцену.

Головне пасмо (Яйла) є найвищим, простягається вздовж берега та має асиметричну будову – крутий південний і пологий північний схили, складається з яйл, нагір'їв і коротких хребтів. Вершинні поверхні Яйли представлені хвилястими пенепленами завширшки від 3–4 до 7 км. Південно-західна частина Головного пасма – це платоподібні поверхні, серед яких виділяють яйли Ай-Петрі, Нікітську, Ялтинську та Бабуган із найвищою вершиною Криму *г. Роман-Кош* (1 545 м). Східна частина є нижчою, розпадається на ізольовані платоподібні масиви (Чатирдаг, Демерджи-Яла та ін.). Вершинні поверхні складені переважно вапняками, тому характеризуються широким поширенням карстових форм рельєфу. У багатьох місцях вапняки позбавлені ґрунтового покриву і утворюють каррові поля (голий карст). Прибережну смугу південного схилу Головного пасма називають Південним берегом Криму. Типовим для нього є ерозійний рельєф, представлений численними річковими долинами, а також інтрузивні й ефузивні вулканічні утворення (Ведмідь-гора та гора Кастел – лаколіти, гора Карадаг – зруйнований кратер згаслого вулкану). Південний берег Криму тягнеться вузькою смугою і розчленовується глибокими бухтами. Передгірське пасмо (середнє) заввишки 750–530 м представлене системою асиметричних куест. Воно складене верхньокрейдовими вапняками, які внаслідок звітрювання сформували одиничні скелі цікавих форм. Зовнішня куеста розташована найпівнічніше, вона найнижча (середні висоти до

350 м), асиметрична, складена неогеновими вапняками і у північному напрямку поступово переходить у Північно-Кримську рівнину.

У тектонічному відношенні Кримські гори – це кимерійсько-альпійська покривно-складчаста гірська споруда Альпійсько-Гімалайського поясу. Її південне крило опущене по розломах нижче рівня Чорного моря. Вздовж Південного берега Криму на південь від м. Сімферополя на поверхню виступають товщі інтенсивно дислокованих тріасово-юрських відкладів (представлені пісковиково-глинистим флішем) і стратовулканів. Яйли Головного пасма бронюються верхньоюрськими рифовими вапняками, які на південь змінюються конгломератами, а на схід – флішем. Внутрішнє і Зовнішнє пасма Кримських гір складені теригенними карбонатними відкладами, які залягають моноклінально. Невеликі інтрузії габро, діоритів формують ланцюги, один з яких простягається в основі південного схилу Кримських гір (відпрепаровані масиви Аюдаг, Плака, Кафель та ін). Керченсько-Таманський поперечний прогин заповнений потужною товщею неогенових відкладів, у тім числі глинистих, з якими пов'язане формування грязевого вулканізму на Керченському півострові.

Кліматичні умови Кримських гір визначаються близькістю Атлантики та Чорного моря та орографією. Для південного берегу Криму характерний середземноморський тип клімату з теплою зимою (середня температура січня $+4^{\circ}\text{C}$) і спекотним сухим літом ($+24^{\circ}\text{C}$ у липні). На гористому південно-західному узбережжі за рік випадає понад 700 мм опадів, на нижчому південно-східному – 400–450 мм. Переважають зимові опади у вигляді дощу. Клімат яйл перехідний від середземноморського до помірно-континентального та вологіший (випадає понад 1 000 мм опадів). У січні температура знижується до -4°C , -5°C , формується сніговий покрив висотою до 30 см який лежить до 60 днів.

Ріки Кримських гір живляться дощовими і талими сніговими, а також підземними (карстовими) водами, мають незначну довшину і є маловодними (найбільша р. Салгир довжиною 204 км).

Для річок південного схилу гір характерні водоспади. Під час злив формуються потужні селеві потоки.

Характерною особливістю рослинності гірського Криму є виражена висотна поясність та експозиційність. Рослинність південного макросхилу подібна до середземноморської. Тут до висоти 250 м переважають чагарникові ялівці, фундук, кизил; вічнозелені сунічне дерево, ладанник, вище їх змінюють низькорослі дубово-ялівцеві ліси (дуб пухнастий, ялівець високий) з вічнозеленим підліском на червоно-бурих і коричневих ґрунтах. Ці ліси чергуються з чагарниковими зарослями шиблякового типу, що формуються на місці вирубок. На значних площах природна рослинність замінена садами та виноградниками. На висотах від 350–400 до 900–1 100 м ростуть ліси із сосни (значні площі на вапнякових породах на заході займає сосна кримська) і дуба пухнастого з переважанням останнього на бурих гірсько-лісових ґрунтах. Вище і аж до вершинних плато поширена смуга букових лісів з домішкою граба, клена і сосни звичайної.

Для вершинних поверхонь яйл характерні карстові ландшафти з карровими полями і кам'янистими гірськими луками на гірсько-лучних ґрунтах. На нижчих масивах (до 1 200 м) поширені гірські лісо-лучні ландшафти, а на сухіших ділянках – лісо-степові (типчак, ковила, тимофіївка, вівсяниця, вероніка, таволга, підмаренник та ін.) із гірсько-лучними чорноземоподібними ґрунтами.

У передгір'ях північного макросхилу поширений лісостеп, який на висотах 350–400 м змінюється гірськими лісами з дубів пухнастого та скельного (на вирубках граб дрібнолистий), сосни звичайної. Вище 700–800 м – букові та грабові ліси на бурих гірсько-лісових ґрунтах із масивами сосни кримської та звичайної. Понад 1 500 м – смуга сланкого ялівцю, серед них є тис, дафін та інші чагарники.



Питання для контролю і самоконтролю

1. Чим зумовлена загальна північно-східна орієнтація рельєфу каледонських структур Британських островів?

2. Охарактеризуйте кліматичні умови фізико-географічної області Британські острови.
3. Поясніть зваємозв'язок між орографією і тектонічною будовою Приатлантичної фізико-географічної області.
4. Визначте чинники формування кліматичних умов Приатлантичної фізико-географічної області.
5. Опишіть рельєф Герцинської Європи та визначте чинники його формування.
6. Проаналізуйте антропогенні зміни ландшафтів Герцинської Європи.
7. Чим зумовлені відмінності у рельєфі східної та західної частин Середньоевропейської (Північної) рівнини?
8. Опишіть берегову лінію Нідерландів та вкажіть процеси, що її сформували.
9. Охарактеризуйте особливості будови гідромережі Середньоевропейської (Північної) рівнини та вкажіть причини її формування.
10. Чим зумовлено широке поширення "альпійських" форм рельєфу в Альпах?
11. Визначте залежність орографії від літологічних зон в Альпах.
12. Проаналізуйте відмінності гірських кліматів Альп та вкажіть основні чинники їхнього формування.
13. Опишіть висотну поясність Альп.
14. Опишіть історію формування рельєфу Карпатсько-Дунайської фізико-географічної області.
15. Проаналізуйте відмінності ландшафтів Середньо- та Нижньодунайської рівнин, вкажіть причини.
16. Опишіть рельєф Кримських гір.
17. Проаналізуйте експозиційні відмінності висотної поясності у Кримських горах.

2.3. ПІВДЕННА ЄВРОПА

Основні питання:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЄВРОПЕЙСЬКЕ
СЕРЕДЗЕМНОМОР'Я (Південна Європа).
ПІРЕНЕЙСЬКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ОБЛАСТЬ.
АПЕННІНСЬКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ОБЛАСТЬ.
БАЛКАНСЬКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ОБЛАСТЬ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи : навч. посіб. / І. П. Половина. – Київ : АртЕК, 1998. – 272 с.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Spain. Geography. Vegetation. URL : <https://www.1902encyclopedia.com/s/spa/Spain-05.html>

Grove A. T. The nature of Mediterranean Europe: an ecological history / A. T. Grove, O. Rackham. // Yale University Press. – 2003. URL : <https://www.link.springer.com/chapter/10.1007/978>

Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. Ч. 1 : Евразия, Северная Америка / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – 417 с.

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія. – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.



1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЄВРОПЕЙСЬКЕ СЕРЕДЗЕМНОМОР'Я

Фізико-географічна країна Європейське Середземномор'я охоплює *Піренейський, Апеннінський та Балканський* півострови та прилеглі острови Середземного моря.

Це гірська країна, в якій поєднуються давні палеозойські складчасто-брилові плоскогір'я (герциніди та блоки епігерцинських платформ) і молоді складчасті альпійські хребти, що їх оконтурюють. Гірські масиви зазнали інтенсивної денудації, дислокації та диференційованих вертикальних рухів, що спричинило значне тектонічне розчленування поверхні. Скидові рухи та пов'язані з ними вулканічні процеси тривають і в наш час, що визначає середземномор'я як найбільш сейсмічну частину Європи. Герцинські структури складені палеозойськими кристалічними породами та характеризуються середньовисокими плосковершинними роздрібненими масивами та хребтами з стрімкими схилами. Вони широко поширені на Піренейському півострові та на півдні Апеннінського півострова. На решту території переважають альпійські структури з середньовисокими та високими хребтами. Осьові зони альпійських гірських систем складені вапняками, сланцями та пісковиками, периферійні – флішами. З вапняками пов'язане поширення карсту. Незначні площі займають міжгірські та узбережні низовини. Вони головно відповідають тектонічним прогинам окраїн півостровів, які вповнені сучасними відкладами.

Природні умови Південної Європи зумовлені її положенням у субтропічних широтах, впливом теплого моря та наявністю гірських масивів, що захищають територію від проникнення північних холодних мас. Кліматичні умови характеризуються теплим та сухим літом й помірно теплою вологою зимою. Але залежно від орографії та віддаленості від океану простежуються значні відмінності – холодніше та вологіше в горах, наростання континентальності у східному напрямі.

Природна рослинність Середземномор'я збереглася фрагментарно. Навітряні вологі схили вкривали хвойно-широколистяні ліси, які змінили вторинні ксерофітні середземноморські чагарники (маквіс, гаррига).

Природні умови території сприяють розвитку рекреаційних ресурсів – тут розташовані курортні зони світового значення та центри гірських і зимових видів спорту.

Своєрідність природи кожного з півостровів Південної Європи зумовлює виділення в її межах трьох фізико-географічних областей: Балканський, Апеннінський та Піренейський півострови з прилеглими до них островами.

Фізико-географічна область Піренейський півострів

Піренейський півострів є наймасивнішим і найменш розчленованим серед півостровів Південної Європи. У його рельєфі переважають гори та плоскогір'я з невеликими низовинами між ними.

Внутрішню частину Піренейського півострова займає давній (герцинський) пенепленізований кристалічний масив *Месета*. Він оточений гірськими спорудами альпійського орогенезу. В альпійську складчастість цей масив розломами і скидами був роздрібнений на багато плосковершинних кристалічних блоків із стрімкими схилами та зазубреними краями (сьєрри). Блоки зазнали вертикальних рухів різних напрямів. Північно-західну частину Месети займає дуже розчленоване давнє Галісійське нагір'я (понад 1 000 м), складене докембрійськими гранітами та кристалічними сланцями, які виходять на поверхню. Більшу частину Месети займають пенепленізовані плато Стара та Нова Кастилія (600–800 м), розділені кристалічними масивами *Центральної Кордільєри* (Кастільських гір), що розпадаються на кілька складчасто-скидових крутосхилих хребтів (до 2 500 м) із плоскими вершинними поверхнями.

На півночі півострова розташована система *Піренейських і Кантабрійських гір*. Піренеї простягаються на 450 км із заходу на схід кількома паралельними хребтами. В їхній основі залягає піднятий під час альпійського орогенезу осьовий герцинський масив, центральна частина якого складена кристалічними породами і є найвищою (*Пік-де-Ането*, 3 404 м). У плейстоцені Піренеї зазнали значного зледеніння, яке сформувало гірсько-льодовикові форми рельєфу. Сучасні льодовики представлені каровим типом та займають площу близько 40 км². Західним продовженням Піренеїв є менш високі *Кантабрійські гори*, для яких характерне

поєднання ерозійних та карстових форм рельєфу, особливо на західних, вологіших схилах.

Уздовж північно-східної окраїни Месети сформувалися середньовисокі (до 2 316 м) *Іберійські гори*. Вони складені кількома паралельними слабо розчленованими хребтами, розділеними поздовжніми неглибокими долинами. У будові переважають мезозойські вапняки, кварцити та сланці.

Каталонські гори простягаються вздовж Середземного моря, до узбережжя якого обриваються крутими уступами. Вони невисокі (до 1 714 м) та складені двома паралельними пасмами, розділеними поздовжньою депресією (рис. 13).



Рис. 13. Каталонські гори, гора Монсеррат

Між Піренейськими, Іберійськими та Каталонськими горами в зоні міжгірської тектонічної депресії, заповненої континентальними кайнозойськими відкладами, розташована *Арагонська рівнина*. Для неї характерний горбистий рельєф із середніми висотами 250 м, основними елементами якого є плоскі вододільні поверхні з сильно розчленованими ерозійними схилами. Ріка Ебро, що дренує цю рівнину, має добре вироблену долину з кількома терасами.

На півдні півострова піднімаються альпійські складчасті споруди *Андалузьких гір*, які продовжуються на Болеарські острови

та складаються з двох відмінних між собою зон. Південна осьова кристалічна зона простягнулася вздовж моря і є вищою. До неї належить дуже розчленований льодовиковими формами масив *Сьєрра-Невада* (3 482 м), що є найвищим у цій гірській системі. Свою назву він отримав через сніжники та невеликий льодовик Корраль, який був найпівденнішим льодовиком у Європі (розташований у ХХ ст.). Північна зона є нижчою, а переважання у будові вапнякових порід сприяло широкому розвитку карстових форм рельєфу. Між ними проходить поздовжня смуга знижень і гірських улоговин («вега» Гранади, Малага та ін.) з висотами 500–600 м, в яких сформувалися родючі ґрунти та концентрується населення. З боку Середземного моря Андалузькі гори оконтурені горбистою густонаселеною Андалузькою Рів'єрою.

Між Андалузькими горами та Месетою у зоні міжгірського прогину, успадкованого басейном ріки Гвадалквівір, розташована плоска *Андалузька* низовина (із середніми висотами до 100 м). До західного підніжжя Месети прилягає *Португальська низовина*. Для неї характерна горбиста поверхня, переважно складена неогеновими лагунними та озерними відкладами, яку пересікають невисокі гірські підняття – відроги Месети.

Піренейський півострів умовно можна зачислити до середземноморської кліматичної області, але внаслідок його масивності, незначної розчленованості берегової лінії та особливостей орографії, різні його частини істотно різняться за температурою та зволоженням. Для північно-західної країни півострова, розташованої на шляху проходження атлантичних повітряних мас, характерна океанічна вологіша різноманітність середземноморського клімату. На півночі середня січнева температура становить +6°C, +8°C, літо відносно прохолодне (+18°C, +20°C), за рік випадає 1 000–2 000 мм опадів, які відносно рівномірно розподілені по сезонах. Клімат західної частини Піренейського півострова характеризується теплішою зимою (+8°C, +11°C) та помірно спекотним літом (+21°C, +24°C), помірним зволоженням (600–1 000 мм) із вираженим, хоч і нетривалим літнім сухим сезоном (від півтора до чотирьох місяців). Схід і південь півострова

мають типовий середземноморський клімат із м'якою (понад +12°C) дощовою зимою та спекотним (+25°C, +28°C) посушливим літом, а річна сума опадів не перевищує 500 мм. Внутрішні райони, відгороджені від впливу Атлантики та Середземного моря, відрізняються континентальністю – спекотне літо та прохолодна зима (+4°C, +5°C), іноді з морозами та снігопадами при річній кількості опадів 400–500 мм. У гірських районах кількість опадів зростає до 1 000 мм і більше, а з висотою знижується температура, але сучасне зледеніння є незначним і сформувалося тільки у Піренеях.

Гідрологічна мережа півострова поширена нерівномірно, а її розвиток зумовлюють кліматичні особливості та рельєф. Найбільшими ріками є *Тахо* (понад 1 000 км), *Ебро*, *Дуеро*, *Ґвадіана* та *Ґвадалквівр*. Більшість річок бере початок у середньовисоких горах і живиться дощовими водами (відчутна частка снігового живлення характерна тільки для річок, що стікають із Піренейських гір), а нерівномірність у розподілі опадів зумовлює значні коливання рівня води в ріках протягом року (з мінімумом у літній сезон).

Мозаїчність літологічної будови та неоднорідність клімату зумовила строкатість ґрунтового покриву півострова. Переважають коричневі ґрунти під ксерофітними лісами та чагарниками, на півночі та заході поширені бурі (місцями опідзолені) під хвойно-широколистяними лісами, а на вапняках – карбонатні ґрунти.

Флора Піренейського півострова відзначається багатством видів (понад 6 тис. видів вищих рослин) та високим ендемізмом. Найхарактернішими є різні типи середземноморських чагарникових формацій: гаррига, маквіс, ладанникові та інші, що займають третину півострова. Найпоширеніші вони на півдні та сході (внаслідок сухості клімату), де представлені розрідженими низькорослими угрупованнями (дроки, томілляри, кермесовий дуб, пальма херопс), та іноді набувають напівпустельного характеру з переважанням полину, еспарто, солянок, тамариксів. Чагарникові формації є пануючими і у центральній частині півострова на плато Нової та Старої Кастилії, де представлені гарригою та

томільярами з великою часткою листопадних видів. Тут значні площі розорані, а на окультурених бурих лісових ґрунтах вирощують пшеницю та кукурудзу.

Лісові формації теж досить різноманітні, але займають на півострові незначні площі – до 10%. У північних районах переважають широколистяні листопадні ліси з домішкою вічнозелених видів у другому ярусі та підліску. Лісоформуючими породами у них є літній дуб і благородний каштан, трапляються також зимовий дуб, ясен, клени, липа. У Галісії зберігся релікт льодовикового періоду – береза. До листопадних видів домішуються вічнозелені: кам'яний, войлочний та лузітанський (портуальський) дуб, приморська сосна. У Кантабрійських та Піренейських горах виражена висотна поясність, а в останніх і експозиційність. На тепліших південних схилах та нижньому поясі північних частка вічнозелених дерев та чагарників є значною. Північні схили вологіші, тому краще та вище заліснені (верхня межа лісу 1 800–2 000 м). Нижній пояс змішаних листопадних і вічнозелених лісів змінюється лісами з листопадних дубів, каштанів, північної та піренейської сосни. Верхній лісовий пояс становлять бук, європейська ялиця, ялина. Вище гірсько-лісового поясу поширена субальпійська та альпійська рослинність. Підніжжя Центральних Кордильєр вкривають листопадні дубові та каштанові ліси, а вище, місцями до 2 000 м – густі соснові. У західних районах Піренейського півострова поширені вічнозелені твердолисті ліси та високостовбурні маквіс і гаррига. Лісоформуючими є дуби – пробковий, кам'яний та лузітанський, а чагарники представлені суничним деревом, деревовидним ялівцем, ладанниками та кермесовим дубом.

Фізико-географічна область Апеннінський півострів

До неї включають Апеннінський півострів та прилеглі острови, що омиваються Лігурійським, Тірренським та Іонічним морями – Сіцилію, Сардинію, Корсіку, Мальту та низку дрібніших. Область характеризується значною меридіональною протяжністю (понад 1 000 км), переважанням гірського рельєфу, де поєднуються альпійські складчасті структури із давніми (герцин-

ськими) кристалічними масивами (Калабрія, Сардинія, Корсіка) та середземноморським типом клімату. Формування сучасних обрисів узбережжя півострова, в основному, закінчилося у міоцені, коли внаслідок опускання значних територій по лініях розломів сформувалася улоговина Тірренського моря, що відділила Корсіку та Сардинію. У пліоцені та в четвертинний період область зазнала епейрогенічних та склепінчастих рухів різної інтенсивності, в результаті яких Апеннінський півострів та прилеглі острови набули сучасного вигляду. Вздовж лінії розломів у районі контактів герцинських та альпійських структур проходили масові вулканічні виливи. Основу рельєфу півострову формує гірська система *Апеннін*, яка перетинає його по всій довжині та переходить на о. Сіцилію. Це молоді середньовисокі складчасті гори, переважно складені пісковиками, вапняками, сланцями, а по периферії – флішовими озерно-морськими конгломератами. На Калабрійському півострові, Сіцилії, Сардинії та Корсіці альпійські структури включають окремі герцинські (місцями каледонські) блоки, складені кристалічними та метаморфічними породами. Строкатість літологічного складу гірських порід зумовлює різноманітність рельєфу області.

Апеннінські гори за переважаючими формами рельєфу, тектонікою та літологією поділяють на три частини: Північні (до складу яких входять Лігурійські й Тосканські) (рис. 14), Центральні та Південні Апенніни.



Рис. 14. Тосканські Апенніни

Північні Апенніни на півночі зливаються з Приморськими Альпами (умовна межа між ними проходить по лінії Турін – Савона) широтно простягаються вздовж Генуезької затоки та повертають на південний схід до верхньої течії р. Арно. Переважно вони складені пухкими породами, що спричинює розвиток численних зсувів та глибокого ерозійного розчленування. Хребти, які броньовані щільними пісковиками та конгломератами, мають крутосхилі пірамідальні вершини, що перевищують 2 000 м. Для хребтів узбережжя Лігурійського моря характерна значна тектонічна роздрібненість, подекуди альпійські складки огинають залишки герцинських масивів (родовища білого мармуру Каррари).

Центральні Апенніни – найширша та найвища частина гір. Вони складені переважно масивними мезозойськими вапняками (осьова зона), зім'ятими в складки, мають значне тектонічне розчленування, що у поєднанні з ерозією та карстовими процесами зумовило формування крутостінних хребтів та глибоких улоговин. Найвищі частини зазнали плейстоценового зледеніння, для них характерні гірськольодовикові форми рельєфу, зокрема, найвища вершина Апеннін *г. Корно-Гранде* є типовим карлінгом із різко окресленою вершиною заввишки 2 914 м та обривистими схилами. Зі сходу до осьової зони примикає нижча зона, збудована неогеновими глинами та пісковиками.

Південні Апенніни характеризуються тектонічною та літологічною неоднорідністю, тому їх розділяють на Неаполітанські, Луканські й Калабрійські гори. Західна частина (Неаполітанські Апенніни) збудована мезозойськими вапняками. Східна частина гір (Луканські Апенніни) ширша, характеризується м'якими обрисами вершин та пологими схилами, оскільки в її будові переважають флішові відклади палеогену. Калабрійські Апенніни, що є частиною давнього (герцинського) пенепленізованого кристалічного масиву припіднятого скидами, складені давніми гранітами, гнейсами та кристалічними сланцями. Це район складчасто-брилових гір, середньовисоких плоскогір'їв (до 2 000 м) та скидових міжгірних улоговин.

Обабіч Апеннінських гір сформувалися смуги рівнинного та горбистого рельєфу, але узбережжя Тірренського та Адріатичного морів мають різну будову. Узбережна смуга Тірренського моря є найширшою у північній частині, де переважає рівнинний горбистий рельєф, складений неогеновими відкладами з окремими герцинськими кристалічними блоками. На півдні узбережжя є дещо вужчим, але з вираженими формами давнього та сучасного вулканізму: в районі Риму є велика кількість погаслих вулканів зі зруйнованими кратерами-кальдерами; в Неаполітанській затоці сучасний вулканізм представлений діючим вулканом *Везувієм* (1 86 м), а також лавовими плато (до 450 м) та вулканічними конусами Флегрейських полів, із кратерів яких іноді виливається лава та виділяються гази.

Молоді розломи та скиди Мессінської протоки відокремлюють півострів Калабрію від острова Сіцилії, більша частина якої є продовженням неогенового поясу Апеннін із середньовисокими (до 2 000 м) вапняковими хребтами. На сході острова піднімається один з найактивніших та найвищих у Європі – вулкан *Етна* (3 263 м) із двома побічними конусами на схилах. На північ від Сіцилії розташована група Ліпарських вулканічних островів, деякі з них (Стромболі, Вулькано) є діючими вулканами. Острови Корсіка та Сардинія складені переважно давніми гранітами та кристалічними сланцями і мають гористий складчасто-бриловий рельєф, сильно розчленований вузькими річковими долинами. У західній частині Сардинії є лавові та туфові плато, сформовані магматичними виливами кайнозою.

З боку Адріатичного моря до Апеннін примикає припіднята горбиста рівнина, густо почленована ріками. На південь розташоване закарстоване плато, складене горизонтально залягаючими вапняками, яке на півострові Горгано перевищує 1 000 м.

Клімат області середземноморський з м'якою вологою зимою (від +5°C на півночі до +12°C у Сіцилії) та спекотним сухим літом (від +24°C до +28°C, відповідно). У горах січнева ізотерма 0°C проходить на висоті 500 м на півночі та 1000 м на півдні. Більша частина гір взимку вкрита снігом, а на вершині Етни сніг

лежить 8–9 місяців. Значний вплив на клімат має орографія – особливо на розподіл опадів, яка формує суттєві відмінності у зволоженні між західними навітряними і східними завітряними схилами Апеннін. Також простежується зменшення опадів з півночі на південь, яке поєднується зі збільшенням у цьому ж напрямку нерівномірності розподілу по сезонах. У північних районах спостерігається двійний максимум опадів – осінній (основний) та весняний, за достатньої зволоженості зимових місяців. На півдні, у зв'язку з сезонним зміщенням полярного фронту, максимум опадів припадає на зимові місяці. Літо по всій області (окрім гірської частини) посушливе, а тривалість сухого періоду збільшується на південь. Загалом за рік на Апеннінському півострові випадає від 700 до 1 500 мм опадів, найзволоженішим є його північно-західне узбережжя (понад 2 000 мм), найсухішим – південь Сіцилії та півострів Салентіна (400–500 мм).

Апеннінський півострів не є багатим на поверхневі води. Ріки мають гірський характер та незначну довжину – найбільша річка півострова Тібр заледве перевищує 400 км. Режим річок середземноморський, із значними коливаннями рівня води протягом року (чітко виражена літня межень та осінньо-зимовий максимум стоку), особливо у південній частині. Озера переважно мають вулканічне, карстове, тектонічне та лагунне походження, найбільші з них розташовані у північній частині півострова.

Найхарактернішими типами ґрунтів Апеннінського півострова є коричневі, а у вологіших місцях – бурі лісові (переважно на півночі). Переважають їхні карбонатні різновиди (особливо у Центральних Апеннінах, Сіцилії, Сардинії). У вулканічних районах поширені ґрунти вулканічного походження – андосолі. На узбережних низовинах сформувалися алювіальні ґрунти

Флора Апеннінського півострова та прилеглих до нього островів середземноморська, представлена вічнозеленими формаціями, але внаслідок тривалого інтенсивного використання значно змінена. Зокрема, лісовкриті (втім числі високостовбурний маквіс) площі займають менше 20% території. В області добре виражена висотна поясність, а у зв'язку зі значною мери-

діональною протяжністю гір та експозиційністю, висотні межі поясів відрізняються. Нижній пояс, який сформований вічнозеленими лісами та чагарниками, охоплює узбережні низовини та передгір'я до висоти 300–500 м на півночі та 700–800 м на півдні. Дикоросла рослинність представлена формаціями маквісу (суничники, ялівець, лавр, кипарис, дика оливка), гарриги (вереск, дрок, кермесовий дуб), невеликими дубовими (пробковий, кам'яний) та сосновими (італійська, алеппська) лісами. Повсюдно культивуються цитрусові, виноградники, оливки. Вище поширена смуга листопадних лісів (каштан, граб, ясен), у підліску яких є представники вічнозеленої флори. Ці ліси краще збереглися у Північних Апеннінах, де їхню верхню межу простежують на висоті 800–1 000 м, та у Південних Апеннінах – 1 000–1 500 м, а вапнякові Центральні Апенніни майже безлісі. Розташована вище смуга мішаних лісів збережена гірше, оскільки інтенсивно використовується під пасовища, бо природні альпійські луки є тільки на найвищих гірських вершинах (понад 1 800–2 000 м). У північних районах переважають букові ліси, у сухіших південних – хвойні (біла, чорна та північна сосни).

Фізико-географічна область Балканський півострів

Природні умови Балканського півострова визначаються його розташуванням на сході Європейського Середземномор'я у безпосередній близькості до Малої Азії та Східноєвропейської рівнини та нечітким відмежуванням від материкової Європи (межу між ними переважно проводять по середній січневій ізотермі +5°C – температурі, при якій зберігається вічнозелена рослинність). Тому за панування в області середземноморських ландшафтів із півночі глибоко проникають лісові та степові ландшафти, характерні для помірних широт. Гірський, роздрібнений тектонічними рухами рельєф території сприяє глибокому проникненню середземноморських ландшафтів по улоговинах на північ, а помірних ландшафтів – по гірських хребтах на південь. Особливості гідрології та ґрунтово-рослинного покриву багатьох районів півострова визначає поширення карсту.

У рельєфі Балканського півострова переважають гірські форми, рівнин мало і займають вони окраїнне положення (Албанська та Фракійська низовини). На північному сході півострова розташована Стара Планіна (Болгарські гори), за віком і складчастістю близька до Карпат та відділена від них долиною р. Тимон (права притока Дунаю). Центральну та південно-східну частини півострова займають давні герцинські кристалічні масиви – Родопські гори та Македонський масив. Із заходу вони оточені хребтами альпійської складчастості. У кінці неогену герциніди зазнали інтенсивного розчленування та частково опустилися на дно Егейського моря, утворивши низку островів.

Стара Планіна представлена системою середньовисоких дугоподібно витягнутих із заходу на схід хребтів, складених мезозойськими вапняками, пісковиками та конгломератами. Деякі з них мають кристалічні ядра, що місцями виходять на денну поверхню. Гори розчленовані глибокими поперечними ущелинами (долини прориву рік). Хребти вузькі та асиметричні: північні схили поступово знижуються до Нижньодунайської низовини (Болгарське плато); південні схили мають скидове походження, тому вони круті та густо почленовані короткими ріками та балками.

Центральну частину півострова займають герцинські спори – Родопи та Македонський кристалічний масив. *Родопи* сформовані недавніми підняттями (є найвищими на півострові), складені з кристалічних сланців і гранітів та характеризуються стрімкими схилами й значним розчленуванням. У рельєфі переважають хвилясті плато та плоскогір'я, розчленовані глибокими долинами, а вище 2 500 м поширені гірсько-льодовикові форми, утворені четвертинним зледенінням. У західній частині Родопських гір розташовані їхні найвищі ділянки: Ріла (пік Мусала – 2 925 м) і Пірін.

Герцинський *Македонський* кристалічний масив розташований західніше. Він розбитий скидами альпійського орогенезу на окремі, розділені улоговинами різновисокі брилові плато та хребти. Великими скидовими улоговинами є Скоп'є, Косово та

улоговина Охридського озера. До узбережжя Егейського моря прилягають *Салонікійська* та *Фессалійська* рівнини.

Усю західну частину Балканського півострова займають альпійські (неогенові) складчасті споруди з максимальними висотами понад 2 500 м – Дінарське нагір'я, Албанські гори та гори Пінд. Розчленування та занурення західних країн *Дінарського нагір'я* зумовили велику порізаність Далматинського узбережжя. Уздовж нього лежать численні острови з гірськими хребтами, що простягаються паралельно до берега. Східна частина Дінарського нагір'я складена палеозойськими сланцями та вапняками, у рельєфі переважають поздовжні хребти з пологими схилами та широкі річкові долини. Західна частина цього нагір'я складена мезозойськими вапняками та характеризується поширенням великих вирівняних поверхонь, розташованих на різних висотах, а також дуже інтенсивним розвитком карстових явищ (*плато Карст* на півострові Істрія). Це класична карстова область без поверхневого стоку на значних просторах і з дуже різноманітними карстовими формами рельєфу – каррами, лійками, полями, понорами, сліпими долинами, великими печерами.

Південним продовженням Дінарського нагір'я є Північно-Албанські Альпи та гори Пінд. *Північно-Албанські Альпи* (Проклетіє) характеризується широтним простяганням гірських хребтів, складені вапняками та мають різко розчленований рельєф.

Гори Пінд складаються з кількох паралельних хребтів, що меридіально простягаються від гірського вузла Проклетіє через Албанію, захід Греції та півострів Пелопоннес аж до о. Крит. У їхній будові переважають вапняки, що зумовило широкий розвиток карсту, у флішевих зонах закладені річкові долини. Інтенсивне тектонічне подрібнення цієї гірської системи відображено в особливостях рельєфу, характері берегової лінії та наявності Іонічних островів, які теж є частиною Пінду.

Клімат Балканського півострова визначається особливостями географічного положення та займає дві області: більша частина у середземноморській області субтропіків (захід, південь та південний схід), менша, північна та північно-східна – в області по-

мірного середньоєвропейського клімату. Гірський рельєф сприяє поширенню гірських типів клімату, а в міжгірських улоговинах формуються перехідні типи від помірно-континентального до середземноморського. Основні відмінності між кліматичними областями проявляються у температурних умовах холодного періоду та в розподілі по сезонах атмосферних опадів. Взимку північні та північно-східні райони мають досить низькі для цих широт температури повітря: на рівнинах середні січневі температури від $+2^{\circ}\text{C}$ до -2°C . У високогірних районах внутрішньої частини температури від'ємні. В узбережній смузі та південній частині півострова температури підвищуються у південному напрямку від $+5^{\circ}\text{C}$ до $+12^{\circ}\text{C}$. Літні термічні відмінності менш виражені – середні липневі температури на північному заході півострова $+21^{\circ}\text{C}$, $+23^{\circ}\text{C}$, на сході $+23^{\circ}\text{C}$, $+25^{\circ}\text{C}$, а на крайньому півдні $+27^{\circ}\text{C}$, $+28^{\circ}\text{C}$.

Для півострова характерне зменшення суми опадів із заходу на схід та з півночі на південь. Найзволоженішими є північні райони Адріатики (1 000–1 500 мм), де циклони проходять як взимку, так і в перехідні сезони. Внутрішні райони отримують від 500 до 700 мм опадів за рік. Найменше опадів (400–600 мм) випадає на північному узбережжі Егейського моря, у Фракійській низовині. Райони з середземноморським типом клімату отримують максимальну кількість опадів взимку (50%) та в перехідні сезони. Райони з помірним типом клімату мають літній (30%) та вторинний весняний максимуми опадів.

Для Балканського півострова характерні невеликі ріки, що зумовлено його роздрібненим гірським рельєфом. Переважають гірські річки з дощовим або снігово-дощовим живленням. У верхів'ях вони повноводні, у середній та нижній течії (особливо на рівнинах) їхня водність різко знижується, водночас наростає нерівномірність стоку. Максимальні витрати формуються взимку або навесні, мінімальні – влітку. Для рік, у живленні яких переважають ґрунтові води (карстові райони Дінарського нагір'я, заліснені Родопи та Ріли), сезонні коливання стоку виражені нечітко. До тектонічних розломів приурочені термальні та мінеральні

джерела. В зонах тектонічних опускань розташовані найбільші озера півострова (*Охридське*, завглибшки 285 м, *Преспа*), які живляться водами річок, що у них впадають. На заході та півдні багато карстових озер, у живленні яких переважають підземні води, у високогірних районах сформувалися льодовикові озера.

Для Балканського півострова характерна значна різноманітність рослинних формацій та флористичне багатство (налічується близько 6 530 видів, із яких понад 25% – ендеміки), що обумовлено як сучасними, так і палеогеографічними умовами – у льодовиковий період тут був важливий рефугіум, у якому збереглися представники теплолюбної та помірної дольдовикової флори. Найхарактерніші релікти – балканська (сербська) ялина, балканська сосна, кінський каштан.

У рослинному покриві переважають різні типи гірських лісів, чагарникові формації та формації твердих трав відкритих кам'янистих просторів. Чагарникові та трав'янисті формації нерідко є вторинними, оскільки виникли на місці вирубаних лісів.

На територіях з пануванням середземноморського клімату внаслідок тривалого сільськогосподарського використання (пасовищне господарство) та розвитку карсту залісненість є незначною. Відповідно до кліматичних умов (на півночі до висоти 200–300 м, на півдні до 700–800 м) поширені ліси та чагарники типу маквіс. Основними лісоформуючими породами є кам'яний та валонівий дуби, алеппська та італійська сосни, кипарис. У маквісі переважають чагарникові види дубів, деревоподібний ялівець, сунічник, лавр, мірт. У сухіших східних районах та внутрішніх улоговинах маквіс частково замінюється дроком, шалфеєм, молочаями. Вище гори вкривають змішані ліси з вічнозелених та листопадних порід, які поступово переходять у гірські листопадні та хвойні. Листопадні породи представлені дубами (македонський, угорський, пухнастий, літній, зимовий), грабом, ясенем, незначне поширення має бук. З хвойних переважає ялиця, ялина, сосна.

У районах з перехідними типами клімату поряд із вічнозеленими видами ростуть листопадні середньоєвропейські та

середземноморські. У горах поширені ліси з дуба пухнастого, граба, платана, східного бука. Замкнуті улоговини переважно займають вторинні чагарникові формації з переважанням листопадних видів.

Залісненість північних районів, для яких характерних помірний клімат, є вищою. Тут поширені листопадні та листопадно-хвойні ліси, подібні за видовим складом до гірських лісів середземноморського півдня. Верхня межа лісу доходить до 2 000 м, вище – субальпійські та альпійські луки, які не отримали значного поширення.



Питання для контролю і самоконтролю

1. Назвіть основні риси природи, на основі яких Піренейський, Апеннінський та Балканський півострови об'єднують в одну фізико-географічну країну.
2. Поясніть взаємозв'язок між орографією і тектонічною будовою Піренейського півострова.
3. Опишіть кліматичні умови Піренейського півострова та обґрунтуйте відмінності у температурному режимі й зволоженні різних його частин.
4. Чим зумовлена строкатість ґрунтового покриву Піренейського півострова?
5. Проаналізуйте орографію Апеннін, з'ясуйте причини відмінностей рельєфу Північної, Центральної та Південної його частин.
6. Поясніть відмінності у зволоженні Апеннінського півострова (просторовий розподіл річної суми опадів, сезонність випадання опадів).
7. Охарактеризуйте чинники, що визначають відмінності у висотній поясності різних районів Апеннін.
8. Як впливають особливості фізико-географічного положення Балканського півострова на кліматичні умови та формування ґрунтово-рослинного покриву?
9. Охарактеризуйте гідрологічний режим рік Балканського півострова.
10. Чим зумовлене флористичне багатство Балканського півострова?

2.4. СХІДНА ЄВРОПА

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКА РІВНИНА.
2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА УРАЛЬСЬКІ ГОРИ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2. : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

Шищенко П. Г. Фізична географія СРСР / П. Г. Шищенко. – Київ : Рад. школа, 1975. – 325 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи : навч. посіб. / І. П. Половина. – Київ : АртЕК, 1998. – 272 с.

Маринич О. М. Фізична географія України / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – Київ : Знання, 2006. – 510 с.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Исаченко А. Г. Природа мира. Ландшафты / А. Г. Исаченко, А. А. Шляпников. – Москва : Мысль, 1989. – С. 16–271.

Мильков Ф. Н. Физическая география СССР / Ф. Н. Мильков, Н. А. Гвоздецкий. – Москва : Мысль, 1976. – 448 с.

Макунина А. А. Физическая география СССР / А. А. Макунина. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 296 с.

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія. – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.

◎ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКА РІВНИНА

Фізико-географічна країна займає одноіменну рівнину і простягається від р. Вісла на заході до Уральських гір на сході майже на 2 400 км, а з півночі на південь – 2 700 км.

У геоструктурному відношенні країна відповідає давній *Східноєвропейській платформі*, тільки її південна частина (від Азовського до Каспійського моря) лежить у межах епігерцинської *Скіфської плити*. В основі платформи залягають сильно дислоковані кристалічні породи докембрію, що виходять на денну поверхню в межах Українського щита, а на більшій частині вони поховані під товщею пологозалягаючих осадових порід (*Руська плита*). Фундамент *Скіфської плити* складений сильно дислокованими герцинськими породами та перекритий плащем осадових відкладів.

У центрі та заході Руської плити фундамент відносно припіднятий, залягає неглибоко й утворює Воронежську та Білоруську антеклізи. Від Балтійського щита плита відділена Балтійською синеклізою, а від Українського – системою грабеноподібних улоговин Дніпровсько-Донецького авлакогену. Вздовж західної межі платформи простягається Бузько-Подільська депресія. Для східної частини Руської плити характерне глибоке залягання фундаменту та потужний плащ осадових відкладів. Тут сформувалися Московська та Прикаспійська синеклізи, розділені складно побудованою Волго-Уральською антеклізою. У Середньоруському та Московському авлакогенах фундамент занурений на глибину 3–4 км, а в Прикаспійській впадині – до 18 км.

У будові фундаменту беруть участь зім'яті в складки сильно метаморфізовані осадові та магматичні породи (гнейси, кристалічні сланці). Найдавнішим є Українсько-Воронезький масив, породи якого належать до архею. Осадовий чохол складений морськими та континентальними відкладами, які накопичувалися від верхнього протерозою до антропогену внаслідок чергування трансгресивних морських і регресивних епох.

Потужний чохол платформених відкладів залягає майже горизонтально, тому переважають акумулятивні та пластово-денудаційні низовини й підняття. Вони головно відповідають зниженням та підвищенням складчастої платформи. У місцях виходу складчастого фундаменту на поверхню формуються цокльно-денудаційні підняття та кряжі (Придніпровська та Приазовська височини, Тіманський та Донецький кряжі).

Значний вплив на сучасний рельєф Східноєвропейської рівнини мало покривне плейстоценове зледеніння: окське, дніпровське з московською стадією та валдайське. Максимального поширення набуло дніпровське зледеніння, яке двома потужними язиками опускалося долинами Дніпра (на південь від м. Дніпра) та Дону (до гирла річок Хопра та Медведиці), його південна межа на Середньоруській височині проходила в районі м. Тули, поступово зміщуючись на північ через Приволзьку височину, Волгу, В'ятку і Каму перетинала Урал у районі 60^о пн. ш. У басейні верхнього Дніпра та Волги вище дніпровської морени залягає московська морена. Перед останнім валдайським зледенінням у міжльодовикову епоху рослинність середньої смуги мала більш теплолюбний склад, порівнюючи з сучасною, в улоговинах відкладалися торфовища. На півночі виникла бореальна інгресія, рівень моря був на 70–80 м вищий від сучасного, море формувало широкі долини у низів'ях рік.

Тому в північній частині країни переважають льодовикові (моренні), водно-льодовикові та озерно-льодовикові відклади, на яких сформувався льодовиково-акумулятивний рельєф (моренні рівнини, горбисто-моренний, камовий, зандровий). У південній (позальодовиковій) частині країни переважає зрілий ерозійний рельєф (алювіальні терасові низовини з широкими але слабо врізаними долинами рік та глибоко розчленовані височини), а потужні покриви лесів спричинили формування розгалуженої ярково-балкової мережі.

Середня висота рівнини близько 170 м, найменші висоти на узбережжі Каспійського моря, рівень якого на 27,6 м н. р. м. Підняття сягають 300–350 м (Подільська височина – г. Камула, 471 м).

Клімат країни помірно-континентальний – перехідний від океанічного до континентального з наростанням континентальності у південно-східному напрямку. Винятком є Прикаспійська низовина, що характеризується континентальним кліматом із вираженими різкоконтинентальними рисами та узбережжя Білого та Баренцевого морів із субарктичним кліматом. Річна сумарна сонячна радіація змінюється від 65 ккал/см² на півночі до 115–120 ккал/см² у Прикаспійській низовині. Протягом усього року над рівниною панує західне перенесення повітряних мас, відповідно, атлантичне повітря приносить прохолоду і опади влітку та тепло і опади взимку. З просуванням на схід атлантичне повітря трансформується: влітку стає теплішим і сухішим, взимку прохолоднішим і сухішим. Згладжений рельєф рівнини сприяє вільному проникненню як атлантичних циклонів, так і холодних арктичних та спекотних тропічних повітряних мас, а також відрогів Сибірського антициклону. Середня температура січня на заході Східноєвропейської рівнини становить -5°C, на північному сході – -20°C. Положення січевих ізотерм у північній частині рівнини має субмеридіальний характер, що пов'язано з більшою повторюваністю у західних районах атлантичного повітря і меншою його трансформацією, а в південній частині вони відхиляються на південний схід. Середня температура липня змінюється від +8°C на півночі до +24°C на півдні, а літні ізотерми розташовуються головно залежно від географічної широти.

Розподіл опадів визначається атмосферною циркуляцією (переважання західного перенесення повітряних мас, положення арктичного та полярного фронтів, циклонічна діяльність) та рельєфом. Їхня кількість зменшується із заходу на схід. Найзволоженішою є центральна частини країни між 55^о і 60^о пн. ш., де річна сума опадів змінюється від 800 мм на заході до 600 мм на сході. На півночі та півдні території опадів менше – від 200 до 400 мм, але за незначного випаровування у північних районах виникає перезволоження, а у значно тепліших південних районах – його нестача. Взимку формується сніговий покрив, висота якого на північному сході досягає 60–70 см, а тривалість залягання до

220 днів. На півдні висота снігового покриву зменшується до 10–20 см, а тривалість – до 50–60 днів, часто бувають відлиги.

На територіях із достатнім зволоженням поширені ерозійні процеси, у лісостеповій і степовій зонах – посушливі суховії, в напівпустелях і пустелях – пилові бурі.

Гідрологічна мережа Східноєвропейської рівнини добре розвинена і належить морям Північного Льодовитого океану (Мезень, Онега, Північна Двіна, Печора), Атлантичного океану (Нева, Західна Двіна, Німан) в тім числі Чорного (Дніпро, Південний Буг, Дністер) й Азовського (Дон) морів. Річки басейнів Волги, Уралу та інших впадають у Каспійське море. Ріки характеризуються східноєвропейським типом гідрологічного режиму з переважанням снігового живлення та весняною повінню. Майже всі вони (за винятком крайніх західних та південних) мають щорічний льодостав тривалістю від двох на південному заході до п'яти-шести місяців на крайньому північному сході. Гідрологічна мережа зазнала значних антропогенних змін: система каналів (Волго-Балтійський, Біломор-Балтійський, Волго-Донський та ін.) з'єднує всі моря, стік багатьох рік зарегульований каскадами водосховищ, велика кількість води забирається на зрошення.

Для Східноєвропейської рівнини характерна виразно виражена природна зональність. У вузькій смузі узбережжя Баренцевого моря панує субарктична мохово-лишайникова тундра, що поступово переходить у лісотундру. На південь розташовуються зони помірного поясу в якому представлений весь спектр ландшафтних зон від тайги до пустель. Найбільшою з них є смуга лісів, що тягнеться від Прибалтики і Полісся до Уралу. По лінії Санкт-Петербург–Горький ліси поділяються на темнохвойну тайгу на підзолистих ґрунтах і змішані (хвойно-широколистяні) ліси на дерново-підзолистих ґрунтах, які на крайньому південному заході переходять в широколистяні ліси на сірих лісових ґрунтах. На південь – від Південного Бугу до Уралу простягається зона лісостепу, за якою до Чорного й Азовського морів і до Кавказу тягнеться смуга різнотравно-ковилових степів на чорноземах звичайних, які на півдні змінюються типчаково-ковилковими

сухими степами на каштанових ґрунтах. Значні території Прикаспійської низовини і Підуральського плато займають полиново-ковилловими напівпустелі на ясно-каштанових ґрунтах і полиново-солянкові пустелі на пустельно-степових ґрунтах у комплексі з солонцями та солончаками.

Відповідно до морфоструктурних і морфоскульптурних неоднорідностей та природних умов країну поділяють на три фізико-географічні області.

Північна фізико-географічна область Східноєвропейської рівнини

Інша назва – тундрово-тайгова область. Вона характеризується поширенням дочетвертинного рельєфу з накладеними формами льодовикового і водно-льодовикового походження. Крайню північну частину області займають акумулятивні пластові низовини синекліз – Печорська та Прибалтійська. Для Печорської низовини характерний плоскорівнинний низовинний рельєф із загальним північним нахилом. Його одноманітність порушується низьким Тіманським кряжем (складений горбами і невеликими пасмами), що субмеридіонально перетинає низовину. На півночі Печорської низовини у Великоземельській тундрі простягається широке моренне пасмо. Прибалтійська низовина характеризується добре збереженим гляціально-акумулятивним рельєфом – чергування горбистих ділянок із низовинами, зайнятими озерами і болотами. Кінцевоморенні добре збережені форми простягаються з північного сходу на південний захід кількома паралельними пасмами, які позначають стадії максимального насуву та поступово відступу останнього зледеніння. Найбільшими з них є Балтійське та Валдайське. Це область Поозер'я з характерною для неї великою кількістю озер (Чудське, Псковське, Ільмень, Біле та ін.).

На узбережжі Баренцевого і Білого морів поширені тундрові та лісотундрові ландшафти (Малоземельська та Великоземельська тундри) з мохово-лишайниковими, вербово-єрниковими угрупованнями й осоково-пушицевими болотами на плямистій

багаторічній мерзлоті, на південь вони змінюються ялиновими і березово-ялиновими рідколіссями та лісами. Тайга поширена на південь від Полярного кола та представлена тільки північною підзоною з розрідженими ялиновими (на заході ялина європейська, на сході ялина сибірська) лісами та сфагновими болотами.

Центральна фізико-географічна область Східноєвропейської рівнини

Лісова область. Характеризується рельєфом, сформованим внаслідок перероблення первинних льодовиково-акумулятивних форм ерозійно-денудаційними процесами. Із заходу на схід простягається смуга пластових височин – Мінська, Смоленсько-Московська, Валдайська, Північні Ували (відповідають антеклізам Східноєвропейської платформи) й акумулятивних пластових низовин – Поліська і Мещерська (займають внутрішні синеклізи платформи). Льодовиково-акумулятивні форми виражені на північному заході, де простягаються кінцевоморенні пасма – Білоруське горбисте пасмо з висотами 200–250 м та Смоленсько-Московське з більш згладженим рельєфом. Найвищу (південно-західну) частину Білоруського пасма займає *Мінська височина* – система дугоподібно витягнутих значно розчленованих пасом із середніми висотами 200–300 м (максимальна – 345 м). *Смоленсько-Московська височина* є вищою (до 350 м) з горбистим ерозійно-моренним рельєфом. *Валдайська височина* характеризується моренним горбисто-пасмовим рельєфом із висотами від 150 до 250 м (найвища – 349 м) (рис. 15). Її північно-західний схил крутий (Валдайсько-Онежський уступ), південно-східний – пологий, по ньому проводять південну межу валдайського зледеніння. Валдайська височина є вододілом – на її схилах беруть початок Дніпро, Волга, Західна Двіна на інші ріки басейнів Чорного, Каспійського та Балтійського морів.

У вододільній смузі між системами Північної Двіни та Печори на півночі та Волги на півдні широтно простягаються *Північні Ували*. Вони характеризуються хвилястим рельєфом з висотами, подекуди вищими 200 м. Височина складена льодовиковими і



Рис. 15. Валдайська височина

флювіогляціальними відкладами, на найвищих ділянках – виходи корінних порід. Південну частину області займають низовини. Поверхня *Поліської низовини* має загальний похил річок Прип'яті та Дніпра і характеризується переважно рівнинним та слабкохвилястим рельєфом на якому виділяються окремі денудаційні моренні пасма і височини (Овруцький кряж). *Мещерська низовина* поступово знижується з півночі на південь, у бік річки Оки від 130 м до 80–100 м. Її рельєф представлений виположеними зандровими, алювіальними та озерними рівнинами, переважно заболоченими.

Центральну фізико-географічну область займає природна зона тайги, яка на південь змінюється зоною мішаних лісів. Тайга представлена типовими зеленомохово-ялиново-чорничниковими асоціаціями та верховими болотами, а на південь – ялиниками з широколистяним підліском. У рослинному покриві мішаних лісів поряд із ялиною європейською на заході, ялиною сибірською та ялицею сибірською на сході з'являються дуб черешковий, клен гостролистий, липа серцелиста. Широколисті породи у північних відмінах мішаних лісів формують другий ярус і підлісок, а на південь – формують із хвойними верхній ярус.

Південна фізико-географічна область Східноєвропейської рівнини

Область широколистяних лісів, лісостепів та степів. Це зона ерозійно-денудаційних моноклінальних піднять і акумулятивних низовин, витягнутих переважно в меридіональному та субмеридіональному напрямках. Їхнє формування зумовлене різнонапрямленими новітніми тектонічними рухами. З південного заходу на північний схід простягаються пластові та цокольні височини: Бессарабська, Волинська, Подільська, Придніпровська, Приазовська, Середньоруська, Приволзька, Ергені, Загальний Сирт та ін. Вони чергуються з алювіально-терасовими низовинними рівнинами – Придніпровською, Оксько-Донською та морськими – Причорноморською та Прикаспійською.

Найбільшою є *Середньоруська височина*, вона утворює широке плато з середніми висотами 200–300 м, розчленоване глибокими долинами рік та ярами. Це вододіл систем Дніпра, Волги (Ока) і Дону. Вздовж долини середньої Волги простягнулася *Приволзька височина*. Найвища її частина (понад 300 м) розташована на сході й утворює крутий високий правий берег Волги «Жигулівські гори». Південним продовженням Приволзької височини є *височина Ергені*, яка теж має чітко виражений східний уступ, але зі значно нижчими висотами (до 200 м). Середньоруська та Приволзька височини розділені великою *Оксько-Донською низовиною*. У її рельєфі характерне чергування плоско-хвилястих вододілів заввишки 150–180 м і широких терасованих долин. Поверхня складена сильно розмитою мореною, перекритою пісками по долинах, покривними і лесоподібними суглинками на вододілах. *Височина Загальний Сирт* сформувалася між Волгою та Уралом. Для нього характерні платоподібні вододіли висотою до 400 м і ступінчасті схили, місцями трапляються куполоподібні останці. Добре вираженим у рельєфі уступом Сирт відмежований від *Прикаспійської низовини*. Ця низовина має одноманітний виступлений, майже плоский рельєф із загальним південним нахилом та перетинається долинами Волги, Уралу та інших рік. У внутрішній приморській частині її поверхня лежить нижче рівня

моря (від 0 до -28 м), до околиць піднімається до 100 м і ускладнена соляними куполами (гора *Великий Богдо*, 149 м поблизу оз. Баскунчак). В антропогені було кілька морських трансгресій, тому у північній частині вона складена глинистими та суглинистими, а в південній – піщаними відкладами.

На південному заході Східноєвропейської рівнини простягається *Волино-Подільська височина*. У структурному відношенні вона пов'язана із Волино-Подільською плитою, кристалічний фундамент якої лежить на значній глибині та перекритий потужною товщею осадових відкладів. Буго-Стирською рівниною (Малим Поліссям) височина розділена на Волинську та Подільську частини. *Волинська височина* характеризується увалистим та увалисто-балковим рельєфом із висотами 200–300 м, у її південно-східній частині піднімається Мізоцький кряж. *Подільська височина* є вищою – понад 300 м (найвища – г. Камула, 471 м) та більш розчленованою. Урізноманітнюють її рельєф Товтри – залишки неогенових рифів із карстовими формами та Гологоро-Кременецький кряж – крайня північно-західна частина височини розчленована ерозією та припіднята до висоти понад 400 м. На півдні до Подільської височини прилягає *Бессарабська* (Молдавська) височина. Її рельєф представлений пасами та горбами заввишки понад 400 м і плоскими межиріччями, глибоко почленованими ярами й долинами рік. У межиріччі середнього Дніпра та Південного Бугу простягнулася *Придніпровська височина*. Вона лежить у межах Українського щита, породи якого виходять на поверхню у долинах рік. Середні висоти знижуються від 220–240 м у північно-західній частині та 150–180 м на сході й південному сході. Загалом для Придніпровської височини характерне чергування широких пласких вододілів із глибокими річковими долинами й балками. Розташована східніше *Придніпровська низовина* геоструктурно відповідає Дніпровсько-Донецькій западині та зайнята терасованою долиною Дніпра з висотами від 230 до 60 м. *Причорноморська низовина*, яка простягається вздовж північного узбережжя Чорного моря відділена від Подільської та Бессарабської височин виразним уступом. Її первинний плас-

корівнинний рельєф морської акумуляції, перероблений процесами водної ерозії й лесової акумуляції тепер, представлений низькими рівнинами та плоскими вододілами з накладеними річковими долинами. На північ від Азовського моря розташована *Приазовська височина*, яка на північному сході зливається з *Донецьким кряжем* – давнім згладженим хребтом широтного простягання з висотами до 300 м.

Для області характерна зміна природних зон у субширотному напрямі від мішаних лісів до степів. Для зони широколистяних лісів типовими є дуб черешковий, липа серцелиста, клен платаноподібний, граб, ясен, у підліску – ліщина, глід, на крайньому заході заходить ареал букових лісів. У разі зменшення зволоження та наростанні континентальності у південному та східному напрямі широколистяні ліси поступово змінюються лісостепом. Лісові ландшафти приурочені до зволоженіших балок і западин (байрачні ліси) та розчленованих річкових правобереж, сухіші вододіли займали остепнілі луки та лучні степи зі знаною видовою різноманітністю та густим і високим травостаном (ковила, типчак, тонконіг, лабазник, підмаренник та ін.). Степова зона представлена різнотравно-типчакowo-ковилowymi степами.

На крайньому півдні та південному сході області простягається смуга приморських низовин. Значного поширення тут набули типчакowo-ковиліві й полиново-типчакowі степи, які на сході змінюються напівпустелями та пустелями з розрідженими полиново-злаковими асоціаціями (житняк пустельний, ковила Лесінга) і солянками.

◎ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА УРАЛЬСЬКІ ГОРИ

Уральські гори простягаються майже на 2 800 км із півночі на південь від арктичних пустель Карського моря до степів Казахстану. “Урал” з тюркської мови означає пояс і є умовною межею між Європою та Азією. Біля Північного полярного кола

гори вузькі (до 50 км), поступово розширюються у південному напрямку до 300–400 км.

Уральські гори є ланкою Урало-Монгольського геосинклінального поясу. Сучасний структурний план гірської системи закладений у ранньому палеозої, але основне горотворення відбувалося у герцинський орогенез. У мезозої та палеогені формувалися обширні пенеплени та потужні кори, звітрювання з якими пов'язані розсіпні поклади корисних копалин; в тріасі по лініях розломів виливалися лави. У неогені та четвертинному періоді внаслідок неотектонічних рухів пенепленізовані структури були розбиті на окремі блоки та підняті на різну висоту, виникла складчасто-брилова морфоструктура сучасного Уралу. Вертикальні переміщення окремих блоків відображені в сучасному рельєфі Уралу, особливо в його центральній гірській частині. У плейстоцені територія зазнала впливу зледеніння. Під час максимального (дніпровського) зледеніння край льодовикового щита заходив до 60° пн. ш., а на півдні на окремих високих вершинах формувалися гірські льодовики. Покривні льодовики інших зледенінь займали території на південь від верхів'їв Печори.

У тектонічному відношенні Уральські гори – це мегаантиклінорій, у межах якого чітко простежується кілька меридіональних морфотектонічних зон, кожна з яких характеризується особливим комплексом гірських порід, розвитком магматизму та морфоструктурним планом. Структури послідовно змінюють одна одну із заходу на схід – *Передуральський крайовий прогин* (відділяє складчасті структури Уралу від платформи); *Уральський антиклінорій* (складений протерозойськими та нижньопалеозойськими метаморфічними породами (гнейси, кварцити), тому утворює осьову найвищу гірську смугу) на заході він закінчується зоною зсуву, а на сході простягається Головний Уральський глибинний розлом з поширенням інтрузій; *Магнітогорсько-Тагильський синклінорій* (складений осадово-вулканічними породами) утворює східний схил Уралу; *Урало-Тобольський антиклінорій*; *Східноуральський синклінорій*. Тому у поперечному розрізі Уральські гори асиметричні та розділяються на три орографічні

частини: західний макросхил, що поступово опускається до Східноєвропейської рівнини; східний макросхил, коротший та стрімкіший, тектонічним уступом обривається до Західносибірської рівнини, між ними розташована центральна осьова гірська смуга, складена паралельними хребтами субмеридіального простягання (таких хребтів може бути від двох до восьми) відділених один від одного зниженнями.

Уздовж центральної частини Уралу геологічні структури у південному напрямку утворюють орографічні хвилеподібні підняття й зниження, що сформувалися внаслідок неотектонічних рухів різної інтенсивності та тривалої денудації геоструктур різної літології. Це відбивається на послідовній зміні припіднятих і понижених ділянок: Пай-Хой утворений окремими пасмами і пагорбами з висотами до 400–450 м; Полярний Урал звужується на південь до 15–20 км, виражений невисокими (нижче 1 500 м) хребтами; Приполярний Урал – найвища частина Уралу (г. Народна, 1 895 м); Північний Урал із висотами 1 500–1 600 м; Середній Урал – найнижча частина з максимальними висотами до 1 000 м; Південний Урал складається із декількох невисоких хребтів (максимальна висота 1 640 м); Залаїрське плато та кряж Мугалжар є південною частиною Уралу з висотами до 657 м.

Клімат Уралу на півночі субарктичний, на південь від Полярного кола – помірний (перехідний від помірно континентального до континентального). Континентальність наростає із заходу на схід та з півночі на південь, що визначається значною меридіональною протяжністю та циркуляцією атмосфери. Влітку з півдня надходить сухе повітря з відрогів Азорського антициклону та Туранської низовини, встановлюється антициклональна суха та спекотна погода. Уздовж західного та східного схилів Уралу глибоко на південь проникають арктичні повітряні маси, особливо весною та восени. Взимку Зауралля та східний схил Уралу перебуває під дією Азійського антициклону, що має вплив на формування стійкої холодної погоди. Західний макросхил навітряний (обернений до переважаючих західних вологих повітряних мас із Атлантики), тому краще зволожений (випадає на 200 мм опадів

більше, ніж на східному). Найбільше опадів випадає на західних схилах Полярного та Північного Уралу (понад 1 000 мм), південніше кількість опадів зменшується до 600–800 мм, а в Заураллі – до 450–500 мм. Переважають літні опади. Взимку встановлюється сніговий покрив.

Термічні відмінності північних і південних частин особливо проявляються влітку (середні липневі температури змінюються від +6°C до +22°C, відповідно), зимові відмінності менші (січневі температури за Полярним колом -22°C, а на південному Уралі -17°C).

Вплив рельєфу спричинив зміщення кліматичних поясів Уралу з півночі на південь майже на 200 км.

По Уралі проходить вододіл між Північним Льодовитим океаном і внутрішнім (безстічним) Арало-Каспійським басейном. Річки живляться головно талими сніговими водами, значна частка припадає на дощове живлення. Частка ґрунтового живлення цих рік (за винятком карстових) є незначною, оскільки на півночі Уралу поширена багаторічна мерзлота, а на півдні підземні води залягають глибоко від поверхні. Озер багато (понад 6 тис.), але поширені нерівномірно: найбільше їх на східному схилі Південного Уралу (переважають озера тектонічного походження), в Передураллі поширені карстові озера, в горах Приполярного та Полярного Уралу – льодовиково-тектонічні. Площа сучасного зледеніння становить 28 км². Льодовики розташовані між 68° і 64° пн. ш. у північній частині Полярного Уралу та Приполярному Уралі, де снігова лінія лежить на висоті 1 000 м.

Ґрунти передгір'їв аналогічні зональним типам ґрунтів прилеглих рівнин. Гірські різновиди не мають суцільного поширення, перериваються виходами корінних порід і курумами; мають укорочений профіль і насичені уламковим матеріалом корінних порід.

Флора Уралу досить різноманітна (понад 1 600 видів), але бідна на ендемічні види, що пояснюється його положенням посеред материка, перетином різних зон, а також доступністю розселення та змішування рослин різних флор, що перетинали гори, не утворюючи ізольованих ареалів. Ландшафти представлені

гірським спектром від тундри, лісотундри, тайги, мішаних лісів, лісостепу, степу та напівпустель.

Значні морфоструктурні відмінності території та різноманітність природних умов є критерієм для виокремлення фізико-географічних областей.

Фізико-географічна область Північний Урал

До неї належать Пай-Хой, Полярний, Приполярний та Північний Урал.

Пай-Хой – це найпівнічніша частина Уралу, представлена низкою відокремлених горбів, складених кременистими і глинистими сланцями, вапняками, пісковиками з переважаючими висотами 300–400 м (максимальна 657 м). Характеризується субарктичним кліматом із тривалою (до 230 днів) зимою з середньосічковими температурами -20°C та холодним літом ($+6^{\circ}\text{C}$). Річна кількість опадів досягає 700 мм із максимумом у другій половині теплого періоду, поширена багаторічна мерзлота. Рослинність представлена кам'янистою гірською тундрою, на нижніх частинах схилів – мохово-лишайниковою на глеевих і глеево-тундрових ґрунтах.

Полярний Урал простягається від г. Костантинів Камінь неширокою смугою (звужується у південному напрямку від 100 до 40 км) до р. Хулга. *Приполярний Урал* значно ширший (до 150 км) та вищий. В осьовій частині Полярний Урал складений кварцитами та кристалічними сланцями. Тут розташовані найвищі вершини Уралу (г. Народна – 1 895 м), на яких є сучасні невеликі льодовики та сніжники, а також сліди плейстоценового гірсько-долинного зледеніння. Багато озер карового та термокарстового походження. Середні температура липня на південь від Полярного кола $+11^{\circ}\text{C}$, $+12^{\circ}\text{C}$, січня -20°C , -22°C . Рослинність бідна, у південній частині до висоти 500 м представлена тайговими лісами (в Заураллі – ялина та модрина, в Передураллі – ялиця та береза). Вище – гірська мохово-лишайникова тундра.

На південь від масиву Тельпозис кількома паралельними хребтами й увалами до масиву Косьвинський Камінь

(59°30' пн. ш.) меридіонально простягається *Північний Урал*. Його масиви розділені поздовжніми депресіями та поперечними долинами. Загальна ширина гірської смуги 50–60 км, а з передгірними пасмами – до 100 км. Рельєф середньогірний із плоскими вершинами. Центральний вододільний хребет (Поясовий Камінь) та західні бокові хребти мають середні висоти 700–750 м, окремі вершини північної частини перевищують 1 000 м. Присутні сліди плейстоценового та сучасного карового зледеніння, плями багаторічної мерзлоти. Низка високих (до 1 500 м) відособлених масивів формують Зауральське передгірне пасмо, складене інтрузіями ультраосновних порід. Із заходу осьову гірську смугу Північного Уралу оконтурюють передгірські пасма, складені вапняками та кварцитами з середніми висотами 500–700 м. Їхні схили пологі, вкриті тайговими лісами.

Кліматичні умови характеризуються значними макроекспозиційними відмінностями, що проявляється у наростанні континентальності на східних схилах (зменшення кількості опадів 700 мм проти 1 200 на західних, холодніші зимові температури).

Фізико-географічна область Середній Урал

Це найнижча частина Уралу з середніми висотами 250–500 м (найвища 994 м). Середній Урал простягається у південно-східному напрямі між 56 і 59° пн. ш. неширокою гірською смугою (25–30 км), а з передгір'ями до 90 км. Рельєф представлений невисоким пенепленом (тектонічні рухи неоген-антропогену на цій ділянці характеризувалися незначними вертикальними амплітудами) з ізольованими згладженими вершинами і кряжами, складеними гнейсами, кварцитами та вапняками. Із заходу прилягає горбисте Передуралля з переважанням карстового рельєфу, що розвинувся на палеозойських карбонатних породах і гіпсах. Зауралля характеризується сопковим і увалистим рельєфом.

Клімат помірний, середньосічневі температури -18°C, липневі – +18°C, тривалість безморозного періоду збільшується із 90–95 днів на півночі до 120 днів на півдні. На сході щорічно

випадає 400–500 мм опадів, на південному сході – 380 мм, на півночі – 700 мм.

Підніжжя Середнього Уралу на півночі вкриває південна тайга з дерново-підзолистими ґрунтами, яка поступово переходить у лісостеп із сірими лісовими ґрунтами і чорноземами, остепненість східних макросхилів виражена сильніше. Гори повністю покриті лісом, вище його межі піднімається тільки кілька вершин. Основний фон створюють ялинові та ялиново-ялицеві південно-тайгові ліси, які на східному схилі змінюються сосновими. На південному заході області трапляються хвойно-широколистяні ліси, у яких багато липи.

Фізико-географічна область Південний Урал і гори Му-галжари

Південний Урал меридіонально простягається на 550 км, розширюючись до 250 км за рахунок причленованих передгір'їв. Він представлений різновисокими хребтами, розчленованими глибокими поздовжніми та поперечними долинними пониженнями. Віссю гірської системи є розташований на сході хребет Уралтау з середніми висотами 800–900 м. Він складений кількома паралельними пасмами та відрогами, розділеними широкими улоговинами. Трохи на захід від нього паралельно розташовано кілька вищих пасом, складених твердими кварцовими пісковиками і сланцями, тому для їхнього рельєфу є характерними ступінчасті схили, сопкоподібні вершинні поверхні з останцевими гребенями. Ще західніше – смуга передгірних хребтів із середніми висотами значно нижчими 1 000 м. На схід від хребта Уралтау простягнулися передові плосковершинні хребти Південного Уралу, складені осадовими та вулканічними породами, тому значно зруйновані.

Спостерігаються значні відмінності в характері рослинності європейського та азійського схилів. На західних схилах у межах висот 250–650 м поширені південно-тайгові та хвойно-широколистяні ліси (соснові, модриново-соснові та липово-соснові), які на крайньому заході переходять у широколистяні. Рівнини

Зауралля займає лісостеп, у рослинному покриві якого соснові, ялиново-соснові та березово-соснові ліси чергуються з остепнілими луками та лучними степами. На півдні лісостеп переходить у ковилові степи. У горах чітко простежують висотну поясисть. Пояс гірсько-тайгових темнохвойних лісів піднімається до висоти 1 000–1 500 м, у його нижній смузі переважають ялицево-ялинові угруповання. На висотах понад 1300 м поширена гірська мохова тундра.

Гори Мугалжаир представлені двома невисокими (300–400 м) пасмами, розділеними улоговиною, і простягаються неширокою (до 30 км) смугою з півночі на південь майже на 200 км. Вони складені докембрійськими та палеозойськими кварцитами, кристалічними сланцями, гнейсами, гранітами. Характеризуються різко континентальним кліматом із холодною (-14°C) малосніжна зимою та сухим спекотним літом (+24°C) при річній кількості опадів 200–250 мм. За таких умов сопки вкриті полиново-злаковими сухими степами і напівпустелями з виходами гірських порід. У зволоженіших лощинах трапляються реліктові березові ліси.



Питання для контролю та самоконтролю

1. Проаналізуйте залежність рельєфу Східноєвропейської рівнини від тектонічної будови.
2. Розкрийте вплив плейстоценового зледеніння на природу Східноєвропейської рівнини.
3. Які чинники формують клімат Східноєвропейської рівнини?
4. Охарактеризуйте кліматичні умови Східноєвропейської рівнини.
5. Опишіть гідрологічні режими рік Східноєвропейської рівнини, вкажіть спільні та відмінні риси гідрологічної мережі різних її областей.
6. Поясніть особливості поширення природних зон Східноєвропейської рівнини.
7. Опишіть тектонічну будову Уральських гір.
8. Проаналізуйте залежність рельєфу Уральських гір від геолого-тектонічної будови.

9. Розкрийте вплив фізико-географічного положення Уральських гір на формування їхнього ґрунтово-рослинного покриву.

2.5. ПІВНІЧНА АЗІЯ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА АРКТИЧНА ОСТРІВНА АЗІЯ.
2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЗАХІДНОСИБІРЬСЬКА РІВНИНА.
3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СЕРЕДНІЙ СИБІР.
4. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ПІВНІЧНО-СХІДНИЙ СИБІР.
5. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ГОРИ ПІВДЕННОГО СИБІРУ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

- Ⓢ Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.
- Гудзевич А. В. Регіональна фізична географія (Європа та Азія) : навч. посіб. / А. В. Гудзевич. – Вінниця : Віндрук, 2005. – 464 с.
- Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенко. – Т. 1. : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.
- Макунина А. А. Физическая география СССР / А. А. Макунина. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 296 с.
- Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГПАНІС, 2005. – 510 с.
- Мильков Ф. Н. Физическая география СССР / Ф. Н. Мильков, Н. А. Гвоздецкий. – Москва : Мысль, 1976. – 448 с.
- Вечная мерзлота оказалась не вечной : веб-сайт. URL : <https://greenpeace.com>
- Исаченко А. Г. Природа мира. Ландшафты / А. Г. Исаченко, А. А. Шляпников. – Москва : Мысль, 1989. – С. 16–271.
- Міхелі С. В. Фізична географія Євразії : навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА АРКТИЧНА ОСТРІВНА АЗІЯ

До цієї фізико-географічної країни належать архіпелаги та окремі острови азійського узбережжя Північного Льодовитого океану, які розташовані в межах арктичного та субарктичного кліматичних поясів.

Вони різняться геолого-тектонічною будовою, але об'єднані в одну фізико-географічну країну оскільки розташовані на шельфі Льодовитого океану; мають спільну геологічну будову з прилеглими материковими частинами, але відокремлені від них; розташовані на північ 70^о пн. ш., переважно в арктичному кліматичному поясі, перебувають під впливом Арктики й Азійського субконтиненту, але на о. Врангеля континентальність слабне, оскільки проявляється вплив Тихого океану.

Особливості природи островів, що визначаються їхнім географічним положенням, геологічною будовою та рельєфом, гідрокліматичним режимом є критеріями для виокремлення у цій фізико-географічній країні трьох фізико-географічних областей: Північна Земля з льодовиковими покривами, куполами й арктичними пустелями, Новосибірські острови з арктичними пустелями і тундрами, викопними льодами та слаборозвинутим зледенінням, о. Врангель з тундрами.

Фізико-географічна область Північна Земля

Цей архіпелаг становлять чотири великі острови (Октябрської революції, Комсомолец, Большевик, Піонер) та понад 60 дрібних. За тектонічною структурою острови належать до нижньопалеозойської складчастості, вони складені породами протерозою і палеозою, зім'ятими в складки і прорвані гранітоїдами палеозойського віку, а їхні форми зумовлені неоген-четвертинними скидами. У рельєфі островів виражені прибережні морські акумулятивні низовини, високі денудаційні плато та низькі (до 600–800 м) складчасто-брилові гори. В плейстоцені острови були покриті льодовиками, встановлено сліди двох зледенень.

Оскільки, область розташована в континентальному кліматі, то характеризується деградацією льодовиків (тільки 45% покрито льодами), але широким розвитком жильних льодів.

Клімат островів арктичний із сильними штормовими вітрами, низькими січевими температурами (в межах -28°C , -30°C із мінімумом -47°C) та холодним літом (від -1°C до $+1^{\circ}\text{C}$). За рік випадає від 200 до 500 мм опадів, переважно влітку. Вільну від льоду поверхню займають кам'яні розсипи. Рослинний покрив бідний та представлений мохово-лишайниковими дернинами з поодинокими квітковими: фіпсіями, маком, каменеломкою.

Фізико-географічна область Новосибірські острови

Архіпелаг об'єднує три острівні групи: островів Анжу (найбільший о. Котельний), Ляховських, Де-Лонґа розташованих між морями Лаптевих та Східносибірським. Вони складені переважно палеозойськими вапняками, мезозойськими сланцями, пісковиками та гранітоїдами. На всіх островах поширені потужні четвертинні алювіальні, озерні та морські відклади пронизані пластами викопних льодів. Рельєф створений у мезозої і представлений платоподібними поверхнями з максимальними висотами до 400 м і акумулятивними рівнинами, розчленованими короткими неглибокими балками.

Клімат формується під впливом льодових морів, Азійського максимуму, процесів арктичного фронту і тепліших циклонів, що приходять із Баренцевого моря. Середня зимова температура -30°C , літня – $+2^{\circ}\text{C}$, $+5^{\circ}\text{C}$. Протягом року випадає 70–120 мм опадів. У таких умовах сучасне зледеніння розвинуто тільки на островах Де-Лонґа, але повсюди поширені викопні льоди, в яких знаходять залишки викопних рослин і тварин, зокрема мамонтів і носорогів. Рослинний покрив слабо розвинутий і утворює розріджені дернини, складені каменеломками, дріадою, злаками, мохами і лишайниками. Із тварин постійно живуть північний олень, песець, лемінг, білий ведмідь; з птахів – полярна сова, біла куріпка. Влітку перелітні птахи створюють пташині базари.

Фізико-географічна область Острів Врангеля

Розташований на межі Західної та Східної півкуль, оскільки майже навпіл розділений 180-м меридіаном. За тектонічною структурою острів належить до мезозойської складчастості, складений глинистими сланцями та пісковиками, а у четвертинний період неглибока протока Лонга відокремила його від материка. Внаслідок розмиву західних і східних берегів та перевідкладення матеріалу на його південних і північних окраїнах острів набув овальної форми. Північну, меншу частину займають морські акумулятивні низовини, а рельєф південної частини острова низькогірний, складений складчасто-бриловими горами, окремі вершини яких сягають до 1 000 м.

Клімат морський арктичний із північними вітрами, торосовими льодами та туманами. Середні літні температури в межах $+2^{\circ}\text{C}$, зимові -25°C , за рік випадає близько 200 мм опадів. Сучасне зледеніння представлене невеликими каровими льодовиками. Рослинний покрив незімкнутий, переважає осоково-мохова тундра, у затишніших місцях – низькоросла верба Річардсона. Острів Врангеля характеризується високим рівнем біорізноманіття флори та фауни: тут поширено понад 300 видів судинних рослин (багато реліктів та ендеміків), гніздяться понад 50 видів птахів, пташині базари налічують до 300 тис. особин. На острів були завезені північні олені та вівцебики. Фауна морських ссавців, які мешкають у прибережних водах та на узбережжі, представлена ластоногими: тихоокеанський морж, кільчата нерпа і лахтак. Останні два види становлять основу раціону білих ведмедів, які мають на острові найбільшу щільність родових барлог. Острів внесено до списку об'єктів ЮНЕСКО, а для охорони унікальних арктичних ландшафтів в межах острова та прилеглих акваторій організовано заповідник. Острів не має постійного населення.

◎ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЗАХІДНОСИБІРЬСЬКА РІВНИНА

Західносибірська низовина одна з найбільших низовинних акумулятивних рівнин Земної кулі площею понад 3 млн км². Вона простягається від берегів Північного Льодовитого океану (Карського моря) у південному напрямку на 2 500 км, де межує з Казахським дрібносопковиком і горами Алтаю. На заході оконтурюється Уральськими горами, а на сході межує зі Середньосибірським плоскогір'ям, у широтному напрямі її протяжність збільшується від 1 000 км на півночі до 1 900 км на півдні.

Західносибірська рівнина сформувався в межах епігерцинської Західносибірської плити, фундамент якої складений інтенсивно дислокованими відкладами герцинського (на заході), байкальського та каледонського блоків (заході та півдні). Кристалічний фундамент представлений чергуванням синекліз, антекліз, вузьких глибоких жолобів та валів, що повсюдно перекриті плащем пухких морських і континентальних мезо-кайнозойських порід (глин, піщаників, мергелів і ін.) загальною потужністю понад 1 000 м. У північній частині, в межах Ямало-Тазовської синеклізи їхня потужність доходить до 8–12 км, у середній частині до 3 000–4 000 м (Ханти-Мансійська синекліза), у південній частині та Середньообській антеклізі глибина їхнього залягання зменшується. У товщах пухких відкладів сформувалися горизонти підземних вод – прісних і мінералізованих (в тім числі розсолів), трапляються також гарячі (до 100–150°C) води (*Західносибірський артезіанський басейн*). Надра мають промислові родовища нафти і природного газу (*Західносибірський нафтогазоносний басейн*).

Формування плити розпочалося у верхній юрі з процесів опускання і формування седиментаційного басейну. У ході його розвитку Західносибірська плита неодноразово захоплювалася морськими трансгресіями. У палеогені море відступило, залишивши по собі величезну озерну алювіальну рівнину, окремі частини якої зазнавали вертикальних рухів. У плейстоцені північна частина рівнини потрапила під зледеніння (нараховують п'ять стадій). Льодовики рухали-

ся з двох центрів – Полярного Уралу та плато Путорана на південь майже до 58° пн. ш. Оскільки територія мала загальний північний нахил, талі води накопичувалися на краю льодовика, утворюючи прильодовикові водойми. На вільних від льодовика територіях відбулося глибоке промерзання ґрунту. Сучасна межа багаторічної мерзлоти на сході проходить поблизу м. Томська (60° пн. ш.), далі зміщується на північ, майже паралельно руслу р. Об огинає з півдня Сибірські ували, а поблизу м. Білоярська (64° пн. ш.) відхиляється на південь огинаючи з південного боку Північнососьвинську височину. Наймолодші, четвертинні, відклади на півдні представлені алювіальними й озерними; у центральній частині переважають леси; на півночі – льодовикові, морські та льодовиково-морські (потужність місцями до 200 м).

Поверхня Західносибірської низовини рівнинна із незначними перепадами висот, але її рельєф досить різноманітний. Найнижчі ділянки з висотами 50–100 м переважно розташовані у північній (Нижньообська, Надимська та Пурська низовини) та в центральній (Кондінська, Середньообська низовини) її частинах. Вздовж західної, південної та східної окраїн простягаються території з середніми висотами до 200–250 м – Північнососьвинська і Туринська височини, Ішимська рівнина, Приобське та Чулімо-Єнісейське плато, Нижньоєнісейська височина. Чітко виражену смугу піднять формують Сибірські Ували з середніми висотами 140–150 м, які простягнулися в середній частині рівнини від Обі майже до Єнісею. Паралельно до них на півдні розташована Васюганська рівнина. Всюди переважають широкі плоскі простори межиріч із незначними ухілами поверхні, сильно заболочені та місцями ускладнені моренними горбами і пасмами (на півночі), або невисокими піщаними гривами (переважно на півдні). Значні площі займають плоскі давньо-озерні улоговини. Річкові долини утворюють порівняно негусту мережу й у верхів'ях найчастіше є неглибокими улоговинами з погано вираженими схилами. Лише небагато найбільш крупних рік протікають у добре розроблених, глибоких (до 50–80 м) долинах, із крутим правим берегом і системою терас у лівобережжі.

Західносибірська рівнина характеризується континентальним кліматом. Значна меридіональна протяжність визначає зміну річного радіаційного балансу від 15 ккал/см² на узбережжі океану до 40 ккал/см² на півдні, а відповідно і значні відмінності їхніх кліматичних умов – північні частини належать до арктичного та субарктичного клімату, а центральна і південна – до помірного континентального. На характер клімату впливає Північний Льодовитий океан, а рівнинний рельєф сприяє безперешкодному проходженню повітряних мас. Взимку над рівниною переважають маси холодного континентального повітря помірних широт, а в теплу пору року формується область зниженого тиску і сюди частіше надходять вологі маси повітря з Північної Атлантики (тому спостерігається наростання континентальності у східному напрямку). Середні температури січня змінюються від -28°C на півночі до -16°C на півдні, а липня від +4°C до +22°C, відповідно. Тривалість вегетаційного періоду на крайньому півдні досягає 175–180 днів. Основну масу опадів приносять західні повітряні маси, переважно в липні-серпні. Річна сума опадів у тундровій і степовій зонах становить 200–250 мм, а у лісовій зоні до 500–600 мм. Потужність снігового покриву змінюється від 20–30 см у степу до 70–100 см у приенісейській тайзі.

Західносибірську рівнину дрениують понад 2 000 річок, які належать до басейну Північного Льодовитого океану. Найбільшою є гідрологічна мережа (ріки, озера та болота) системи Об-Іртиш, басейну р. Таз, а також ліві притоки Єнісею. У південній частині рівнини великі площі займають басейни внутрішнього стоку. Основним джерелом живлення річок є снігове, менше дощове та ґрунтове; до 70–80% річного стоку припадає на весну й літо. Ріки повноводні, замерзають із півночі, де льодостав триває до 220 днів, на південь (160 днів). Ріки мають незначний похил та повільну течію, тривалу весняно-літню повінь. Багато озер. На півночі поширені озера термокарстового та моренно-льодовикового походження. На півдні переважають озера суфозійного походження, вони дрібні, заповнені не тільки прісними, але со-

лоними і гірко-солоними водами. Найбільшим з них є оз. Чани – безстічне, слабосолоне та мілководне.

Рівнинність рельєфу Західного Сибіру зумовлює виразно виражену широтну географічну зональність. Порівняно зі Східноєвропейською рівниною природні зони зміщені на північ, а зона широколистяних лісів не формується через значну континентальність клімату. Специфічною особливістю більшості зон Західного Сибіру є надлишкове ґрунтове зволоження, і як наслідок – значне поширення болотяних ландшафтів, що змінюються на півдні солонцями та солончаками. На півостровах Ямал, Тазовський та Гиданський в умовах суцільної багаторічної мерзлоти сформувалися ландшафти арктичної і субарктичної тундри мохової та мохово-лишайникової на тундрових арктичних і тундрових глеєвих ґрунтах. На південь – чагарникова тундра, яка змінюється неширокою смугою *лісотундри*, де на торфувато-глеєвих, глеєво-підзолистих і болотних ґрунтах розвинені складні комплекси ландшафтів чагарникової тундри, ялиново-модринових рідколій, сфагнових і низовинних боліт. Велика частина Західносибірської рівнини належить до *лісової зони*, що представлена підзонами північної, середньої і південної тайги та дрібнолистяними лісами. У тайзі на підзолистих ґрунтах лісоформуєчими породами є ялина сибірська, ялиця сибірська, кедр сибірський з домішками модрини сибірської. На дренажних піщанистих височинах – сосна. На південь тайгові масиви замінюються смугою *дрібнолистяних лісів* із берези та осики. Лісова зона характеризується широким розвитком верхових пасмово-мочарних сфагнових боліт, площа яких місцями перевищує 50% від загальної площі. На південь від дрібнолистяних лісів розташовується *лісостепова зона*, де під різнотравними луками, березово-осиковими перелісками (“колками”) і трав’янистими болотами формуються вилугувані та звичайні чорноземи, лугово-чорноземні, темно-сірі лісові ґрунти, а також солонці й солоді. Крайню південну частину рівнини займає *степова зона*, на півночі якої переважали різнотравно-ковилові, а на півдні – ковилово-типчакові степи. Тепер ці степи з їх родючими чорноземними і каштановими ґрунтами

розорані і лише площі із засоленими ґрунтами місцями зберегли свій цілинний характер.

Відмінності в історії формування (в тім числі четвертинне зледеніння), що зумовили певні морфоструктурні та морфоскульптурні відмінності території, а також неоднорідність її природних умов, дають можливість розділити фізико-географічну країну Західносибірська низовина на чотири фізико-географічні області.

Ямало-Гиданська фізико-географічна область тундри і лісотундри Західного Сибіру

Охоплює Ямалський, Гиданський та Тазівський півострови і характеризується поширенням багаторічної мерзлоти зі значною потужністю мерзлого шару (до 300–600 м). У рельєфі переважають морські терасовані, горбисто-моренні, рідше флювіогляціальні рівнини. На Ямалських низовинах переважають висоти 50–100 м, у центральній частині Гиданського півострова до 100–160 м. Клімат арктичний і субарктичний із наростанням континентальності на схід, що відчувається при порівнянні кліматів Ямалського та Гиданського півостровів, особливо взимку, коли у східну частину частіше проникають холодні арктичні повітряні маси – середня температура січня становить -23°C та -30°C , відповідно. Зима в полярних широтах триває до восьми місяців, майже три місяці – полярна ніч. Літо коротке з липневими температурами $+5^{\circ}\text{C}$, $+12^{\circ}\text{C}$, відмінності між західними і східними районами згладжуються. Значну частину опадів приносять західні циклони, тому на заході їх випадає більше – від 250 мм у північній частині, до 450 мм у південній; на сході – 200 і 300 мм, відповідно. Поширені термокарст, соліфлюкція. У зимовий період невеликі ріки промерзають до дна.

У рослинному покриві – мохи і лишайники, а в пониженнях – тундрові луки, тому тут розташовані найбільші оленячі пасовища.

Північна тайгова фізико-географічна область Західного Сибіру

Охоплює території на південь від Полярного кола до південної межі плейстоценового зледеніння (до 56^о–58^о пн. ш.). Рельєф області сформований покривними зледеніннями, їхніми талими водами та ерозійно-денудаційними процесами. Він характеризується як моренно-горбистий, зандровий і моренно-ерозійний. Західну частину займає Північнососьвинська височина із середніми висотами 250 м, вона поступово знижується до широкої заболоченої долини р. Об (у цій частині ріка роздвоюється і формує два русла – Мала Об і Велика Об). Ця територія перекрита льодовиковими та флювіогляціальними відкладами трьох зледенінь Новоземельсько-Уральського центру. Центральну частину області займає Середньообська низовина (висоти від 20 до 150 м) та Сибірські ували (150–200 м). Ця територія зазнала тільки два етапи зледеніння. На заході області розташована Приєнісейська височина з висотами 230–280 м та прилегла до неї рівнина.

Клімат області помірною поясу з вираженими континентальними рисами, які наростають у східному напрямку. Зими холодні з середніми температурами від -20^оС, -24^оС на заході до -28^оС на сході, що є найнижчими зимовими температурами для помірною поясу Західного Сибіру. Літо помірно тепле – +14^оС, +17^оС. Кількість опадів зменшується із заходу на схід від 500 до 400–450 мм. Це зона острівної багаторічної мерзлоти, а її північна частина – суцільної. Поширена темнохвойна ялиново-кедрова тайга – північна та середня. Значні площі займають болота, сфагнові торф'яники з пригніченою модриною.

Центральна лісова фізико-географічна область Західного Сибіру

Розташована на південь від краю плейстоценового зледеніння, тобто територія не покривалася льодовиком, але на формування її рельєфу значно вплинули флювіогляціальні води, що не мали стоку і накопичувалися на окраїнах. У межах області розташовані південні частини Кондінської та Середньообської

низовин, висоти яких не перевищують 50 м, а також сильно заболочена Васюганська рівнина з середніми висотами 150 м та Приенісейська рівнина. Вони різняться за генезисом – трапляються зандрові, озерні, озерно-алювіальні, алювіально-терасові рівнини (рис. 16).



Рис. 16. Ріка Об на Середньообській низовині

Клімат континентальний, характеризується низькими зимовими температурами від -17°C на заході до -24°C на сході та теплим літом ($+18^{\circ}\text{C}$), опадами до 500 мм (найвологішими є Кондінська та Середньообська низовини з річною кількістю опадів до 600 мм) і потужним сніговим покривом (до 80 см на Приенісейській рівнині). Поширена південна темнохвойна кедрово-ялиново-ялицева тайга, яка з просуванням на південь змінюється дрібнолистяними лісами (берези бородавчаста, пухнаста і Крилова).

Південна лісостепова і степова фізико-географічна область Західного Сибіру

До неї належать південні частини Західносибірської рівнини. На заході це слабзорозчленована денудаційна Туранська рівнина,

висоти якої підвищуються до 250 м до уральських передгір'їв. У межиріччі Тоболу та Іртиша розташована озерно-алювіальна Ішимська рівнина з висотами понад 220 м, а місцями її рельєф урізноманітнюють гривисті пасма. Поверхня перекрита малопотужним плащем лесоподібних суглинків, що залягають на засолених глинах. До неї прилягають алювіальні Барабінська низовина та Кулундинська рівнина з середніми висотами в межах 100–120 м. У цих районах розвинуті процеси дефляції та сучасного засолення. На сході – Чулимська рівнина, яка переходить у знано вищі (до 350 м) Приобське та Приенісейське плато.

Клімат є теплішим порівняно з північною областю, але континентальнішим. Взимку температури змінюються від -18°C на заході до -20°C на сході, сніговий покрив сягає висоти до 30–40 см. Літо тепле ($+18^{\circ}\text{C}$, $+20^{\circ}\text{C}$), сухе а у Барабінсько-Кулундинському районі посушливе з суховіями та пиловими бурями. Опадів на сході та заході випадає від 400 до 450 мм, а у центральній частині – до 300 мм. Переважають літні опади (до 75%), коефіцієнт зволоження зменшується від 1 на півночі до 0,5 на півдні. Ріки транзитні, багато солоних озер, переважно суфозійного походження.

Північну частину області займають лісостеми, в яких поєднуються осиково-березові переліски на сірих ґрунтах та ділянки лучних степів на чорноземах. Південна частина – це степи, 90% яких розорана. Природна рослинність була представлена різними видами ковили, типчака, тмину, полину, на засолених ґрунтах – солерос, солодка, полин, чий. Переважають каштанові ґрунти, багато солонців та солончаків.

———◎ 3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СЕРЕДНІЙ СИБІР

Середній Сибір займає величезні території, розташовані між Єнісеєм, Леною й Алданом, береговою лінією Північного Льодовитого океану (Карське море і море Лаптевих), а з півдня і сходу обмежується крутими уступами Саян, Прибайкалля та Забайкалля. До складу цієї фізико-географічної області входять

Середньосибірське плоскогір'я з Алданським нагір'ям, платом Путорана, Анабарським, Приленським, Вілюйським, Лено-Ангарським плато та Становим хребтом, а також гори Бірранга, Єнісейський кряж, Північносибірська та Центральоякутська низовини.

Більшу частину країни займає Середньосибірське плоскогір'я, яке у тектонічному відношенні належить до *Середньосибірської платформи*. Її кристалічний фундамент сформувався ще до початку палеозою і в подальшому не зазнавав горотворень, тільки проходили повільні різнонапрявлені епейрогенічні рухи. Фундамент платформи складений архейськими та протерозойськими кристалічними породами та перекритий палеозойськими відкладами, прорваними гранітними інтрузіями, і загалом має пластову структуру. Виливи та інтрузії лужних порід (діабази, базальти) проходили від пермі до тріасу та сформували пластові інтрузії (трапи) лаколіти, штоки. Трапові поверхні займають площу понад 1 млн км² і найбільше поширені на плато Путорана, яке в тектонічному відношенні займає Тунгуську синеклізу (інверсійний рельєф). У межах платформи кристалічна основа виходить на поверхню, утворюючи Алданський та Анабарський щити. Алданському щиту в рельєфі відповідають Алданське нагір'я та Становий хребет, Анабарському – одноіменне плато. Опущені ділянки фундаменту, окрім згаданої Тунгуської синеклізи, представлені Вілюйською та Хатангською синеклізами, Приверхоянським прогином та глибоким (із глибиною залягання фундаменту до 5–7 км) Ангаро-Ленським прогином. Вілюйська синекліза розташована між Анабарським і Алданським щитами, і в рельєфі виражена Центральоякутською низовиною. Хатангська синекліза розташована у північній частині платформи і їй відповідає Північносибірська низовина.

З південного-заходу і півдня Середньосибірська платформа оконтурена структурами *байкальської* складчастості – Єнісейський кряж. Структури Таймирського півострова сформували *байкальська* (північна частина) та *герцинська* складчастості (гори Бірранга).

У плейстоцені в горах Путорана, плато Бірранга та півночі Середньосибірського плоскогір'я розвивалося гірське та покривне

зледеніння, у межах якого виділяють три самостійні льодовикові епохи. Ймовірно, що за часом воно відбувалося пізніше європейського. Однією з причин формування зледеніння вважають морські трансгресії, які на фоні знижених літніх температур дещо збільшували зволоження території. Південна межа найбільшого (самаровського) зледеніння проходила з південного заходу на північний схід від гирла р. Підкам'яної Тунгуски (62° пн. ш.) до середньої течії р. Оленьок (70° пн. ш.).

Геологічна будова та історія розвитку визначає рельєф території – переважно крупні орографічні елементи відповідають елементам тектонічної структури. На півночі широтно простягаються низько- на середньогірні складчасто-брилові *гори Бірранга* (середні висоти від 800 до 1 000 м). Між ними та Середньосибірським плоскогір'ям розташована горбиста Північносибірська (Таймирська) низовина з висотами 50–200 м, рельєф якої ускладнений моренними та денудаційними пасмами.

Більшу частину країни займає *Середньосибірське плоскогір'я*. Воно характеризується значним коливанням висот (від 200 до 1 700 м), в окремих місцях із гірським рельєфом. У його межах виділяють дрібніші форми рельєфу: ерозійно-денудаційне *Алданське нагір'я* з висотами хребтів 1 800–2 300 м; *Анабарське плато* з середніми висотами 400–500 м (до 900 м); *Алданський масив*; *Тунгуське плато* з висотами 600–800 м складене осадовими породами палеозою, пронизаними пластовими інтрузіями (трапові поверхні); *плато Путорана*, що сформувалося в Тунгуській синеклізі внаслідок заповнення її ефузивними породами та лавою (тверді діабазити, базальти і податливі до звітрювання вулканічні туфи) з середніми висотами 1 500 м. На південному сході розташоване *Приленське плато* з висотами вододілів 500–600 м (до 1 000 м). Значні території що розташовані в басейнах Підкам'яної Тунгуски, Ангари, Вілюю, характеризуються переважанням широких плоскогірних ділянок межиріч (500–700 м) з окремими широкими пасмами і сопками, складеними діабазитами і базальтами. На крайньому півдні виділяється *Лено-Ангарське плато* з максимальними висотами понад 1 000 м.

На південному заході країни простягається *Єнісейський кряж* з висотами 800–900 м (найвища 1 104 м), поверхня якого глибоко почленована річковими долинами. На сході в середній течії Лени та низів'ях Вілюю-Алдану сформувалася *Центральнаякутська* низовина з плоским рівнинним рельєфом.

Територія Східного Сибіру належить до трьох кліматичних поясів – арктичного, субарктичного та помірного з вираженими різкоконтинентальними рисами, оскільки розташована в центрі північної Азії, віддалена та відгороджена від теплих морів та відкрита до півночі. Характеризується наростанням континентальності у східному напрямі, значними амплітудами абсолютних (до 100°C), та середньосезонних (55–65°C) температур. Річний радіаційний баланс змінюється від 14 ккал/см² на півночі до 27 ккал/см² на півдні (Якутськ). На більшій частині він має від'ємні значення в холодний період. Характерні від'ємні середньорічні температури повітря (від -15°C мис Челюскін до -1,2°C м. Іркутськ). Взимку внаслідок сильного вихолоджування поверхні над Середнім Сибіром формується зона високого тиску – Сибірський (Азійський) антициклон. Переважання над територією його холодного, сухого континентального повітря зумовлює низькі зимові температури від -20°C в районі м. Красноярська до -40°C в середній течії Алдану. Погода стійка безвітряна, а на півдні зі значною часткою годин сонячного сяяння. Значний вплив на формування температурного фону має гіпсометричне положення – у пониженнях повітря застоюється та вихолоджується, що призводить до температурних інверсій. Літо порівняно тепле від +12°C (на південь від Полярного кола) до +19°C на півдні. Оподи літні, їхня сума зменшується у північному та східному напрямках від 400 до 180 мм. У горах кількість опадів більша – до 600–700 мм (плато Путорана) (перехоплюють вологі атлантичні повітряні маси) і формується досить потужний сніговий покрив (до 100 см), тоді, як у південних і східних частинах його потужність становить 20–30 см.

На території країни формуються найбільші гідрологічні системи – Лени та Єнісею. Вододіл між ними проходить по Се-

редньосибірському плоскогір'ю. Великі ріки протікають через тайгу і тільки незначна частина – в тундрі. Живлення переважно дощове, снігове та змішане. Стік протягом року нерівномірний – 90–95% припадає на теплий період, чітко виражена зимова межень. Деякі ріки у північній частині промерзають до дна, вода, потрапляючи з незамерзлих верхів'їв розтікається і формує потужні наледі. У весняний період повинь починається з півдня, а льодостав у північній частині значно ускладнює проходження поверхневих вод. Висота паводків сягає 5–8 м. Найбільші ріки – Єнісей (понад 4 тис км з р. Бій-Хем), величина стоку (624 км³), Лена – 4 270 км. Озер небагато, переважають термокарстові, старичні, карстові, найбільшим є Таймирське (тектонічного походження).

Наслідком різкоконтинентального клімату є поширення багаторічної мерзлоти значної потужності (до 1 500 м у Центральноякутській низовині), формуванню якої сприяють низькі зимові температури та незначна потужність снігового покриву. Влітку верхній горизонт розмерзається на глибину від кількох сантиметрів до кількох метрів, формуючи дієвий шар. Південна межа поширення суцільної багаторічної мерзлоти проходить на північ від долин Нижньої Тунгуски та Вілюю. Далі на південь трапляються простори з талими ґрунтами і поширення мерзлоти поступово стає острівним, зменшується і її потужність до 30–50 м і менше. Багаторічна мерзлота є причиною заболочення, формування термокарстових улоговин, горбів пучіння з льодовими ядрами, морозобійних тріщин, соліфлюкції.

Зональність Східного Сибіру виражена нечітко та представлена арктичними пустелями, тундрою, лісотундрою й тайгою.

У північній частині поширені дріадові та полігонально-болотні *тундри*, на півдні – типові тундри з переважанням мохів, лишайників, чагарників. Оскільки є вічна мерзлота, то формуються арктичні, тундрово-арктичні і тундрово-глеєві кислі ґрунти. *Лісотундру* формують даурська та сибірська модрини на мерзлотно-тайгових ґрунтах. *Тайга* займає понад половину території, вона не заболочена, але мерзлотно та характеризується бідним видовим складом. Переважає світлохвойна (даурська модри-

на, сосна) тайга з незначними домішками темнохвойних (кедр, ялина, ялиця) на мерзлотно-тайгових ґрунтах. У широтному напрямку тайгу поділяють на три підзони: північну, центральну та південну. Північна поширена до полярного кола з переважанням рідколісних заболочених модринових лісів. У центральній тайзі панує сибірська модрина. Південна тайга поширена на південь від 60° пн. ш. із неглибоким або острівним заляганням вічної мерзлоти, основні лісоформуючі породи – сосна на заході та модрина на сході.

У межах країни виділяють дві фізико-географічних області – північну тундрову та південну тайгову. Межа між ними проходить на південь від Полярного кола і частково збігається з південним краєм максимального четвертинного зледеніння.

Північна тундрова фізико-географічна область Східного Сибіру

Вона об'єднує території з льодовиковими формами рельєфу та морських трансгресій: *гори Бірранґа, Північносибірська низовина, плато Путорана та Анабарське плато*. Характеризується арктичним і субарктичним кліматом, розвитком багаторічної мерзлоти та поширенням тундрових і лісотундрових ландшафтів.

Крайня північна частина області – півострів Таймир має експозиційне поширення арктичної, мохово-лишайникової та гірської тундри, а в горах Бірранґа на висотах 600–900 м сформувалися гірські льодовики. В озерно-аккумулятивній Північносибірській низовині, рельєф якої представлений чергуванням морених пасом та заболочених знижень, переважає лишайникова тундра, яка у південній частині переходить у лісотундру. Вулканічне трапове плато Путорана з поєднанням у рельєфі відносно рівних плато (до 1700 м), ущелин і долин, характеризується значною різноманітністю ландшафтів – від арктичної кам'янистої гірської тундри з невеликими ділянками льодовиків до лишайникової і чагарникової тундри та модриново-ялинової лісотундри (рис. 17). Для Анабарського плато теж характерна

висотна пояси́сть, але у нижньому поясі переважає модрінова лісотундра, яка на висоті 400–450 м змінюється зоною гірської тундри. Оскільки Анабарське плато гіпсометрично нижче (до 900 м) від плато Путорана та розташоване на схід від нього, то у нівальному поясі формуються тільки сніжники.



Рис. 17. Плато Путорана

Південна тайгова фізико-географічна область Східного Сибіру

До області належать *Вілюйське, Приленське, Лено-Ангарське і Тунгуське* ерозійні плато та нагір'я, *Єнісейський кряж*, ерозійні та алювіально-озерні рівнини *Центральоякутської рівнини*. Вона розташована у помірному поясі та характеризується різкоконтинентальним типом клімату. Територія охоплює значні тайгові масиви, включені Всесвітнім фондом дикої природи до списку двохсот найважливіших для збереження екосистем.

У Східносибірській тайзі переважають світлохвойні, головню рідкостійні модрінові ліси. У місцях із низьким сніговим покривом, на сході, основними лісоформуючими породами є модрина даурська. На заході трапляється модрина сибірська, а у захищених

місцях – ділянки темнохвойної тайги, в яких домінують ялина, сосна, ялиця сибірські. Далі на південь збільшується частка сосново-модринових і соснових лісів, з'являються дрібнолисті ліси з берези та тополі.

Значні амплітуди висот і сильно розчленований рельєф зумовлюють чітко виражену висотну пояси́сть, особливо типову для найбільш підвищених ділянок. Так, для Тунгуського плато до 250–400 м поширена темнохвойна тайга, вище вона змінюється світлохвойним модриновим лісом. На висоті 500–700 м ці ліси переходять у гірські модринові рідколісся або чагарникові зарослі вільхи, вершини масивів із висотами понад 700–800 м займає гірська кам'яниста тундра.

—◎ 4. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА Північно-Східний Сибір

Країна охоплює гори і низовини північного сходу Сибіру, що простягаються на схід від Лени й Алдану до берегів Берингової протоки та Охотського моря, з півдня обмежена південним підніжжям Алданського нагір'я. Її північними межами є моря Лаптевих та Східносибірське, що належать Північному Льодовитому океану.

Для Північно-Східного Сибіру характерне переважання тектонічних структур мезозойської складчастості, чергування середньогір'їв, плоскогір'їв та низовин, наявність багаторічної мерзлоти майже на всій території, давнього та сучасного зледеніння, контрастність кліматичних умов. Значні території вкриті гірсько-тайговими модриновими лісами, гірською та рівнинною тундрою, а в долинах рік – остепнілі луки. Акумулятивні приморські низовини (*Яно-Індігірська* та *Колімська*) займають до 20% території, решту – середньовисокі гори (*хребти Верхоянський, Черського, Джугджур*), нагір'я (*Оймьконське, Колімське, Чукотське*) і плоскогір'я (*Янське, Алазейське, Юкагірське, Анадирське*).

За геологічною будовою Північно-Східний Сибір є молодю мезозойською країною. Територія сформована складчастою зоною (Верхоянська), антекліноріями (Момський, Анюйсько-Черський) і синкліноріями (Янський, Індігіро-Колимський). Мезозойське складкоутворення супроводжувалося розривами, виливами кислих і лужних порід, інтрузіями, з якими пов'язані родовища золота й інших металів. Вздовж східної окраїни проходив Охотсько-Чукотський пояс вулканічних гір. У континентальний період розвитку територія пенепленізувалася, що простежується у сучасному рельєфі деяких хребтів.

Серед мезозойських структур вклинюються докембрійські масиви (Чукотський, Омолонський, Охотський), складені гнейсами, кристалічними сланцями перекритими відкладами палеозою і мезозою. В центральній частині Північно-Східного Сибіру сформувався Колимський серединний масив (велика палеозойська брила, де складчасті докембрійські та палеозойські відклади перекриті слабкодислокованими карбонатними породами), що є основою сучасного Алазейського та Юкагірського плоскогір'їв. Давні породи виходять на денну поверхню на окраїнах брилово-складчастих підняттях хребта Черського та інших структур.

У неоген-четвертинний час активізувалися диференційовані тектонічні рухи зі значними (до 2 км) амплітудами та успадкованим напрямом. По тектонічних розломах проходили тектонічні виливи (долина р. Моми). Найінтенсивніше вулканізм проявився на Південноанюйському хребті (пов'язують із розвитком кайнозойської Тихоокеанської геосинклінальної зони).

Четвертинне зледеніння було представлене ймовірно трьома фазами і переважно гірськими долинними льодовиками. Одночасно формується вічна мерзлота і внутрішньоґрунтові льоди. У четвертинний період утворилася Берінгова протока.

Геолого-тектонічна будова визначила рельєф території, в якому переважають середньовисокі різноорієнтовані гірські системи, плоскогір'я, нагір'я та низовини. У західній частині по правобережжю Лени й Алдану майже на 1 500 км із півночі на південь і південний схід дугоподібно простягається *Верхоянський*

хребет. Ширина цієї гірської системи становить 100–250 км, а висота збільшується з 300–800 м на півночі до 1 100–2 000 м у центральній частині та до 2 400 м на півдні. Тут від гір глибоким прогином відокремлений *хребет Сунтар-Хаята* з висотами понад 2 800 м. Далі на схід – простягається *хребет Черського* з дрібнішими хребтами цього ж південно-східного напрямку та найбільшими висотами у середній частині (г. *Победа*, 3 147 м). Між хребтами Верхоянським і Черського розташовані плоскогір'я та нагір'я *Нерське*, *Оймяконське*, *Янське* з середніми висотами 800–1 000 м. Крайній північний схід займає *Чукотське* нагір'я, представлене мезозойськими розрізненими горстовими хребтами з висотами 1 400–1 800 м. На захід розташовані *Анадирське* плоскогір'я, *Анюйський* хребет із висотами до 2 000 м та значно нижче (400–800 м) *Юкагірське* плоскогір'я. На півдні розташоване *Колимське нагір'я*, у південно-західній частині якого переважають плато, короткі хребти та гранітні масиви 1 500–1 800 м, а північно-східній – ряд хребтів, розділених тектонічними западинами. Низовини розташовані за Полярним колом і займають окраїнні приморські території. *Яно-Індігірська* та *Колимська* низовини розділені *Алазейським* плоскогір'ям.

У рельєфі значно поширені термокарстові западини, булгуни, куруми, на гірських хребтах – кари, трого, баранячі лоби.

Клімат Північно-Східного Сибіру різкоконтинентальний та належить до арктичного, субарктичного та помірною поясів. На його формування вплинуло географічне положення (значна протяжність із півночі на південь, та із заходу на схід), орографія (відкритість до Північного Льодовитого океану та орографічна обмеженість проникнення Тихоокеанських повітряних мас), потужний Азійський зимовий антициклон, циркуляція повітряних мас (арктичне континентальне холодне повітря, морське помірне Тихоокеанське та формування над територією полярного континентального). Зима тривала, холодна і суха під впливом Азійського антициклону. Зимові температури змінюються від -20°C на узбережжі Охотського моря, до -30°C на північних приморських рівнинах і Чукотському півострові, і до -50°C у внутрішніх

районах (Верхоянська улоговина, Оймяконське нагір'я, де формується інверсія температур). Середньосічнева ізотерма -40°C оконтурює територію від Лени до Колими. Влітку через значну тривалість світлового дня і малу хмарність територія отримує значну кількість сонячної радіації, що спричинює формування над нею зони низького тиску та вторгнення холодніших повітряних мас із оточуючих морів. Тому літо на більшій частині помірно прохолодне з температурами у центральній частині $+10^{\circ}\text{C}$, $+15^{\circ}\text{C}$ (з максимумом $+35^{\circ}\text{C}$), на Охотському узбережжі – $+10^{\circ}\text{C}$, а на північному – $+3^{\circ}\text{C}$. Оподи розподіляються нерівномірно залежно від рельєфу та віддаленості від океану – на східних притихоокеанських схилах випадає 700–800 мм, переважно у теплий період року, у басейні Льодовитого океану менше 700 мм, а внутрішні райони отримують всього 200 мм.

Ріки Північно-Східного Сибіру належать до басейну Північного-Льодовитого та Тихого океанів. Їхній стік формується за рахунок талих снігових та дощових вод, тому ріки мають виражену зимову межень та весняно-літню повінь. Із жовтня до червня встановлюється стійкий льодовий покрив, формуються наледі. Дрібні ріки, а у маловодні та холодні роки, навіть такі великі, як Індігірка, промерзають до дна. Найбільшими ріками є Колима (2 600 км), Індігірка та Яна, які належать до басейну Північного Льодовитого океану.

На низовинах і рівнинах півночі багато озер термокарстового походження, у річкових долинах трапляються старичні озера, на узбережжі – лагунні, в гірських областях – льодовикові.

У масивах зі значними висотами поширене сучасне *зледеніння*, зокрема, на хребті Сунгар-Хаята, в горах Черського. Снігова лінія у басейні Індігірки проходить на висоті 2 400 м, у Сунгар-Хаята – 2 200 м. Багаторічна *мерзлота* охоплює майже весь регіон, окрім узбережжя Охотського моря, де вона має плямистий характер. Потужність мерзлого шару сягає 200–500 м.

Північне узбережжя займають арктичні тундри з тундрово-арктичними ґрунтами. Південніше їх змінюють мохово-лишайникові тундри з тундрово-глеєвими ґрунтами, що поступово пе-

реходять у модринові рідколісся з глеєво-мерзлотно-болотними ґрунтами. Для гір (хр. Черського, Сунтар-Хаята та ін.) характерна висотна поясність, де смуга північно-тайгових модринових лісів на висоті 1 200–1 300 м змінюється гірсько-тундровою, а вище 1 800–2 200 м – нівальною зоною. У приохотоморських районах трапляються ліси з кам'яної берези.

Фізико-географічна область Низовин Північного Сходу Сибіру

До неї належить Яно-Індігирська та Колимська акумулятивні низовини, розділені невисоким Алазейським плоскогір'ям (іноді цю територію об'єднують разом із низовинами Східного Сибіру у Північносибірську низовину). Область витягнута по узбережжю Північного Льодовитого океану маже на 1 200 км та розташована на північ від Полярного кола. Складена морськими, річковими та озерними відкладами з високим вмістом викопного льоду, оскільки це зона багаторічної мерзлоти. Середні висоти Яно-Індігирської низовини у межах 30–80 м, Колимської – до 100 м. Основними формами рельєфу є термокарстові улоговини (аласи) з озерами та болотами, горби пучіння. Переважання субарктичного клімату та близькість до океану зумовили панування на узбережжі арктичної (північний захід), мохово-лишайникової, на південь – чагарниково-трав'янистої тундри на полігональних та тундрово-глеєвих ґрунтах. Це зони оленячих пасовищ. На південь 69^о пн. ш. поширені лісотундрові заболочені модринові ліси та рідколісся.

Фізико-географічна область Гори Північного Сходу Сибіру

Ця область об'єднує гори, плоскогір'я та нагір'я мезозойської складчастості але різного генезису, що відобразилося у їхніх морфоструктурних відмінностях: складчасті низько- та середньовисокі гори Верхоянського хребта, Чукотське брилово-складчасте нагір'я, складчасті плоскогір'я Яно-Оймяконського масиву, Колимське складчасто-брилове нагір'я, Оймяконське брилове нагір'я та Алазейське й Юкагірське брилові плоскогір'я. На формування сучасного рельєфу вплинули гірське зледеніння

(плейстоценове та сучасне), кріогенні процеси в умовах багаторічної мерзлоти, морозне звітрювання.

Кліматичні умови змінюються від арктичних і субарктичних на півночі до помірних різкоконтинентальних у центральній частині та помірних мусонних на узбережжі Охотського моря. Поширення рослинного покриву території відображає відмінності кліматичних умов та особливості гірського рельєфу. У прибережних районах Чукотського нагір'я поширені вологі осоково-пушицеві купинні тундри та гіпново-трав'яні болота, нижні частини гірських схилів займає гірсько-тундрова рослинність, на вершинах – арктична гірська пустеля. Значна частина Колимського нагір'я вкрита гірською мохово-лишайниковою тундрою та сланкими кедровими угрупованнями, долини і нижні частини схилів до 500 м на півночі та до 800 м на півдні – світлохвойними модриновими лісами, у тепліших днищах долин – заплавні ліси. На хребті Черського, який має значну довготну протяжність, великі площі займають сланкі кедрівники, світлохвойні модринові ліси поширені в міжгірських улоговинах та нижніх частинах схилів, піднімаючись до 250–300 м на півночі, та 800–1 100 м у південно-східних районах. Найвищі вершини Верхоянського хребта вкриває арктична пустеля, нижче по схилах з'являється гірсько-тундрова рослинність, яка ще нижче замінюється сланкими чагарниками кедру, берези, вільхи, полярної верби. На півдні нижні частини схилів цих гір до висоти 800–1 200 м вкриті світлохвойними модриновими лісами, на схилах південної експозиції – остепнілі ділянки. На алювіальних опідзолених ґрунтах днищ долин великих річок поряд з модриновими лісами є соснові та березові ліси, рідше – ялинові. Хребет Джугджур, який характеризується помірним мусонним типом клімату з холодною зимою має чітко виражену експозиційність – на східних приморських схилах до висоти 1 300 м поширена гірська тайга з аянської ялини, західні схили вкриває світлохвойна гірська тайга з модрини даурської, вище – зарослі сланких кедрових чагарників і гірська тундра.

◎ 5. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ГОРИ ПІВДЕННОГО СИБІРУ

Фізико-географічна країна широкою дугою витягнута з південного заходу на північний схід більш як на 2 500 км, оконтурюючи з півдня Середньосибірське плоскогір'я та частково Західносибірську низовину. До неї належать гори *Алтай*, *Саяни*, *Салаїрський кряж*, *Кузнецький Алатау*, *хребти Прибайкалля* і *Забайкалля*, *Північнобайкальське*, *Патомське* і *Станове нагір'я*, *Вітімське плоскогір'я*.

У тектонічному відношенні країна належить до Монголо-Охотського геосинклінального поясу, палеозойської складчастої області. Представлена складасто-бриловими низько- і середньогір'ями з плоскими вершинами і крутими схилами, що виникли під час палеозойської (байкальської, каледонської та частково герцинської) складчастості, були зруйновані, а згодом знову підняті новітніми рухами в кайнозої. Основними типами морфоструктури країни є складчасто-брилові низькі та середньовисокі гори, нагір'я і плоскогір'я; вулканічні лавові плато і плоскогір'я; озерні, озерно-алювіальні і алювіальні акумулятивні рівнини у міжгірних улоговинах. У формуванні рельєфу брали участь гляціальні (кари, цирки, морени), ерозійні, криогенні (термокарстові западини, булганьяхи) процеси.

Розташування країни між 49° і 60° пн. ш., тобто у помірному поясі центральної частини материка та у зоні формування зимового Азійського максимуму визначило різкоконтинентальний тип клімату. Радіаційний баланс змінюється від 20,7 до 29,5 ккал/см², а у холодний період, який триває 4–5 місяців він від'ємний.

Відмінності геолого-геоморфологічної будови та значна широтна протяжність країни зумовлюють виділення в її межах двох фізико-географічних областей.

Алтайсько-Саянська гірська фізико-географічна область

До неї належить широка гірська смуга, що простягається понад 1 500 км: *Алтай*, *Кузнецький Алатау*, *Слаїрський кряж*,

Кузнецька улоговина, Саяни Західні та Східні, Східнотувинське нагір'я й Тувинська улоговина. На півночі країна простягається до 55° пн. ш., на півдні заходить до 45° пн. ш. Характеризується різкоконтинентальним кліматом, висотною поясністю складного спектра, що визначається не тільки широтною поясністю і рельєфом, а й провінційністю, чергуванням високих хребтів, переважно широтного простягання та системи великих улоговин.

Гірські масиви, хоч і мають спільні елементи геотектоніки, відрізняються віком морфоструктур. Західний Алтай – герцинський орогенез, Центральний і Східний Алтай, а також західна частина Східного Саяну – каледонський орогенез, більша частина Східного Саяну і Тувинське нагір'я – байкальська складчастість. Тобто вік морфоструктур збільшується у східному напрямку, у тому ж напрямі збільшуються розміри давніх гранітних інтрузій. У кінці каледонської складчастості різновіковий складчастий фундамент розколовся на блоки та сформувалися великі міжгірні улоговини (Чулимо-Єнісейська, Мінусінська) і прогини (Тувинський протяжністю до 500 км, завширшки 70–150 км). Герцинська складчастість на Західному Алтаї супроводжувалася виливами порфіритів, втисненням лужних і ультралужних інтрузій в Рудному Алтаї (перетворений в антиклінорій молодшими тектонічними рухами). Розвиток дислокацій спричинив появу глибоких розломів і формування великих улоговин (Кузнецький прогин). Герцинський орогенез ускладнив давні структури, місцями сформував складчасті структури в потужних осадових товщах палеозою. У мезозої більша частина території була в континентальному режимі розвитку і зазнавала процесів денудації. В кайнозої Алтайсько-Саянські гори зазнали нових тектонічних рухів, які виразилися в плавному склепінчастому піднятті та зниженні сусідніх депресій. Ці підняття спричинили брилові рухи по розломах, переважно широтного напрямку, що відображено у сучасному рельєфі – чергування хребтів та міжгірських улоговин і долин. Вздовж розломів в Саянах виливалася базальтова магна потужністю до 200 м, інтенсивно проявлявся вулканізм.

Плейстоценове зледеніння чітко виражене в рельєфі, особливо в Алтайї. Нараховують два-три етапи гірського плейстоценового зледеніння, центри яких розташовувалися на висоті понад 2 000 м.

Алтай – складна гірська система, що простягається з північного заходу на південний схід майже на 2 000 км. Вона представлена віялоподібно розташованою системою високих хребтів та окремих масивів з плосковершинними поверхнями, розділених глибокими долинами річок і великими міжгірськими улоговинами. Найвищі хребти Центрального Алтаю перевищують висоти 4 000 м і характеризується альпійськими формами рельєфу (Катунських хребет з найвищою вершиною г. Білуха, 4 506 м) (рис. 18). Південний Алтай представлений нижчими (2 500–3 000 м) та менш розчленованими хребтами переважно широтного простягання. Гори Східного Алтаю припідняті але згладжені, з пологими схилами та куполоподібними вершинами. Характерною особливістю Алтаю є значне поширення різновисоких широких міжгірських улоговин так звані “стеги”, що успадкували грабени зони тектонічного опускання (Чуйський, Курайський та ін. стеги). Улоговини, розташовані на значних висотах, піддавалися дії четвертинного зледеніння, на нижчих гіпсометричних рівнях рельєф формували акумулятивні процеси.



Рис. 18. Алтай, гора Білуха

Саяни складаються з декількох хребтів, що утворюють велику вигнуту до півночі дугу, завширшки 150–200 км. Цю гірську систему прийнято поділяти на Західний і Східний Саян. *Західний Саян* – складна гірська система з порівняно вузьких хребтів, витягнутих майже на 650 км у північно-східному напрямі з максимальними висотами, що заледве перевищують 3 000 м. Характеризується стрімкими схилами, розчленованістю рельєфу, великими площами кам'яних розсипів – курумів. Майже під прямим кутом до Західного Саяну причленовується Східний Саян, на стику кількох хребтів сформувався гірський “вузол” із яскраво вираженим альпійським рельєфом і найвищою точкою – піком Грандіозний (2 982 м). *Східний Саян* простягається від Єнісею до Байкалу на 1 000 км. У північно-західній його частині формується система невисоких (до 2000 м) хребтів із так званими “білогір'ями” (Манське, Канське). До Єнісею відроги хребтів знижуються і переходять у низькогірні плосковершинні масиви. На південному сході висоти збільшуються до 3 000 м (г. Мунку Сардик, 3 491 м розташована на одноіменному хребті). Загалом для Східного Саяну є характерними альпійські вершини.

На північ від Алтаю простягаються два паралельні хребти – Кузнецький Алатау та Салаїрський кряж. *Кузнецький Алатау* (“алатау” з тюркського “строкатий”) простягається з південного сходу на північний захід, круто піднімаючись над Кузнецькою улоговиною та полого знижується в бік Мінусінської улоговини. Складається з кількох окремих середньовисоких хребтів асиметричної будови з висотами до 2 000 м. *Салаїрський кряж* представлений низкою невисоких горбів та увалів із висоти 500–550 м значно розчленованих широкими і пологими долинами.

До особливих морфоструктур належать великі міжгірські улоговини, що відповідають мезо-кайнозойському прогину, що був накладений на морфоструктури каледонської складчастості – Кузнецька улоговина з хвилястим рельєфом і висотами 150–400 м, Мінусінська улоговина з горбистим рівнинним рельєфом і висотами 200–700 м, Чулимо-Єнісейська, Убсу-Нурська та ін.

Кліматичні характеристики визначає віддаленість від океану, близькість зимового центру високого тиску, панування континентальних повітряних мас. Вплив західної циркуляції проявляється тільки на верхніх частинах гір, а опади що приходять із цими вітрами, сприяють розвитку сучасного гірськодолинного зледеніння. Найбільша площа зледеніння – на Алтаї, де налічується 754 льодовики, також льодовики формуються на найвищих вершинах Східного Саяну та Східносаянського нагір'я. Клімат Алтаю та Кузнецького Алатау характеризується меншою континентальністю, оскільки відчувається більший вплив західної циркуляції і далі розташування від центру Азійського антициклону. Західний Алтай розміщений на шляху повітряних мас із Казахстану та Середньої Азії, особливо в теплий сезон. Взимку антициклон зумовлює низькі температури приземного шару повітря, потужні інверсії та незначну вологість. Велика протяжність території з заходу на схід, простягання хребтів, наявність міжгірних улоговин визначає наростання континентальності у східному напрямі та посилення термічних відмінностей. Найбільш континентальним клімат є в замкнутій Тувинській уловині (абсолютний мінімум становив -50°C , максимум $+30^{\circ}\text{C}$). На всій території зима сувора зі стійкими від'ємними температурами та незначною кількістю опадів. Переважають літні опади, найбільше їх випадає на північно-західному Алтаї – до 1 800 мм, на північно-східному Алтаї, Кузнецькому Алатау, Гірській Шорії – 800–1 000 мм, Мінусінській уловині – 300 мм, Чуйському степу – 200 мм.

Гори почленовані численними долинами рік. Тут розташовані верхів'я Іртиша, витоки Обі, Томі, Верхнього Єнісею. Живлення річок переважно снігове, менша частка дощового та підземного. Гідрологічний режим характеризується невисоким гребінчастим розтягнутим водопіллям, підвищеним літньо-осіннім стоком, низькою зимовою меженню. Озер багато – льодовикові: карові та моренні, підпруджені, тектонічні (оз. Телецьке), карстові, запланні.

Особливості клімату й орографії сприяли плямистому розвитку багаторічної мерзлоти.

Сучасне зледеніння проявляється на Алтаї площею до 600 км² (г. Білуха, Катунський, Південно- та Північночуйський хребти, де висота снігової лінії становить на північному заході 2 300–2 400 м, південному сході – 3 500 м. Снігова лінія центральної частини Східного Саяну (хр. Манку-Сардик, пік Топографів) лежить на висотах 2 440–2 940 м, невеликі льодовики формуються на Тувинському нагір'ї, а на висотах 2 000 м – сніжники.

На рівнинах північних підніжжів гір представлені степові та лісостепові ландшафти. З боку Середньосибірського плоскогір'я тайга зливається з гірськими лісами Саян, у складі яких переважає кедр. Південна частина перебуває під впливом посушливої Центральної та Середньої Азії, що сприяє аридизації, тому навіть на висотах 1 800 м поширені гірські степи (Чуйський степ) в умовах вічної мерзлоти за наявності монгольської флори і фауни. З боку Зайсанської улоговини поширені комплекси напівпустель із засоленими ґрунтами і солянковою рослинністю, що чергуються із фрагментарно вираженими пустелями. На крайньому південному сході Алтаю степовий пояс стикається з поясом альпійських луків. Верхня межа лісу є неоднаковою: від 2 000 м у Східному Саяні та заході Алтаю до 2 450 м на хребтах Тану-Ола.

Байкальська гірська фізико-географічна область

Це східна частина південного гірського поясу Сибіру. У його рельєфі переважають середньовисокі гірські хребти і нагір'я північно-східного і широтного простягання, розділені міжгірними западинами. До Байкальської країни належать *Прибайкалля (Приморський та Байкальський хребти), Забайкалля (хребти Хамар-Дабан, Улан-Бургасі, Баргузинський, Ікатський, Худанський, Яблоновий, Малханський, Даурський, Каларський), міжгірні улоговини (Баргузинська, Верхньоангарська, Муйська, Гусино-Удинська, Байкальська та ін.), Північнобайкальське, Патомське, Станове (хр. Кодар, 2 999 м) нагір'я та Вітімське плоскогір'я.*

Складчасті структури значної частини області сформувалися в байкальську складчастість – Становий хребет, Станове нагір'я, Прибайкалля. Складкоутворення супроводжувалося по-

тужними гранітними інтрузіями. В палеозої каледонська, менше герцинська складчастості проявлялися в Центральному Забайкаллі (Яблоновий хр.). Потужні дислокації, пов'язані з мезозойським орогенезом, сформували складчасті структури Східного Забайкалля, вони супроводжувалися інтрузіями та перебудували пенепленізовані поверхні. Як наслідок утворилися пологі та широкі складки північно-східного напрямку, що започаткували антиклінальні гірські хребти та синклінальні пониження Прибайкалля та Забайкалля, почалися склепінчастоподібні підняття теперішнього Прибайкалля, Станового нагір'я та Центрального Забайкалля. Кайнозойський орогенез характеризувався вертикальними рухами зі значними амплітудами, а деформації успадкували мезозойські напрями та супроводжувалися скидами, вулканічними виливами базальтів. Теперішня висока сейсмічність свідчить про незавершеність цього циклу.

Плейстоценове зледеніння охопило найвищі, переважно північні хребти, і, ймовірно, мало два етапи – перший, максимальний формував напівпокривне зледеніння, другий – гірськодолинне.

Хребти та нагір'я переважно середньовисокі, розділені подовжніми, здебільшого широкими міжгірними пониженнями, а місцями і глибокими улоговинами. Рельєф узгоджується з геолого-тектонічною будовою – Байкальському склепінчастому підняттю відповідає ланцюг хребтів Прибайкалля з середніми висотами 1 700–2500 м (Приморський, Байкальський), та Баргузинський (найвищий – 2 840 м) хребти і Станового нагір'я. Даурському склепінчастому підняттю відповідає ланцюг хребтів Центрального Забайкалля (Яблоновий, Даурський) із максимальними висотами 2 523 м. Між ними розташована нижча плоскогірна територія Західного Забайкалля, представлена Вітімським плоскогір'ям та низькогір'ями басейну р. Селенге. Незначні висоти мають також гірські кряжі Східного Забайкалля (Аргунський, Нерчинський), що розташоване на схід від Даурського (Яблонового) антиклінорію.

Клімат області різко континентальний і від попередньо описаного відрізняється більшим впливом літнього Тихоокеансько-

го мусону. Зима холодна тривала, суха з середніми січневими температурами -33°C , -26°C і абсолютним мінімумом -65°C в улоговині Вітімського плоскогір'я. Зимові температури над Байкалом є вищими – -10°C (південна частина), -20°C з формуванням туманів. Літо коротке, помірно тепле, в улоговинах – спекотне. Середні липневі температури від $+14^{\circ}\text{C}$ на Північнобайкальському нагір'ї до $+19^{\circ}\text{C}$ в Прибайкаллі з максимумами $+38^{\circ}\text{C}$. Переважають літні опади, які приносять циклони, що формуються по лінії полярного фронту. По території розподіл опадів нерівномірний – найменше їх випадає на південному заході, у східному напрямку їхня кількість збільшується. Найзволоженішими є навітряні схили хребтів, найсухішими – міжгірські улоговини та долини. Річна сума опадів змінюється від 200 мм у Прибайкаллі до 500–900 мм у Забайкаллі, а на повернутих до Байкалу схилах Баргузинського хребта випадає понад 1 300 мм.

Тривалі періоди з низькими температурами сприяють промерзанню ґрунту і розвитку та збереженню багаторічної мерзлоти, яка поширена по всій території Прибайкалля та Забайкалля.

У Забайкаллі проходить океанічний вододіл – тут розташовані витоки Єнісею, Лени й Амуру. Ріки Східного Прибайкалля і Забайкалля мають переважно дощове живлення, решту – мішане з переважанням снігового. Льдостав тривалий, іноді з промерзанням, формуються наледі. Гідрологічний режим характеризується незначним пізньовесняним водопіллям, значним і стрімким літнім паводком, спричиненим дощами і таненням снігів в горах та зимовою меженню.

Озер багато, переважно тектонічного походження, найбільшим з них є Байкал. У басейні р. Селенге переважають солоні озера – сульфатні та хлоридні, в горах поширені льодовикові озера.

Ґрунтово-рослинний покрив представлений висотною поєднаністю: степи Південного Забайкалля піднімаються схилами гір до висоти 900–1 000 м, Північного Забайкалля – 500–600 м. Північні степи представлені різнотравно-злаковими різновидами, але з бідним видовим складом (вівсяниця, тонконіг, житняк, сибірське пижмо). Південні степові угруповання представлені

тонконогом, ковилою, вівсяницею, змієвиками. Основні типи ґрунтів – чорноземи і каштанові та їхні засолені різновиди. Вище простягається пояс лісостепу, який у південному Забайкаллі доходить до висоти 1 000–1 200 м. Лісостеп формують різнотравні угруповання і соснові або модринові, чи березові переліски з підліском даурського рододендрона на чорноземах і сірих лісових ґрунтах. Лісостеп змінюється лісовим поясом, що простягається до висоти 1 700–1 900 м, а на північ – до 1 200 м. Від 1 900 до 2 200 м поширений субальпійський чагарниковий пояс, ще вище – високогірний альпійський та гірсько-тундровий. Ліси складені модриною даурською та сибірською, сосною звичайною, частково ялиною, ялицею сибірською, кедром. У Прибайкаллі в місцях із більшою кількістю опадів домінують ялиця та кедр, у Забайкаллі – даурська модрина. Субальпійський пояс представлений поясом чагарників – кедрові сланкі чагарники з березою та касіопеєю. Пояс субальпійських і альпійських луків виражений фрагментарно, через суворий клімат. Гірська тундра представлена окремими сланкими чагарниками (кедровими) та чагарничками (брусниця, багульник) і трав'яними – альпійська осока, примули та ін.



ПИТАННЯ ДЛЯ КОНТРОЛЮ ТА САМОКОНТРОЛЮ

1. Назвіть риси природи, на основі яких Арктичні острови Азії об'єднані в одну фізико-географічну країну.
2. Охарактеризуйте клімат фізико-географічної країни Арктична острівна Азія.
3. Опишіть геолого-тектонічну будову Західносибірської плити.
4. З'ясуйте умови формування Західносибірського нафтогазоносного басейну.
5. Охарактеризуйте Західносибірський артезіанський басейн та з'ясуйте умови його формування.
6. Опишіть рельєф Західносибірської рівнини.
7. Охарактеризуйте чинники формування клімату Західносибірської рівнини.

8. Проаналізуйте особливості гідромережі Західносибірської рівнини: умови формування мережі, живлення, гідрологічний режим.
9. Визначіть причини заболочення великих площ Західносибірської рівнини.
10. Порівняйте поширення природних зон Східноєвропейської та Західносибірської рівнин.
11. Проаналізуйте поширення фізико-географічних процесів у різних областях Західносибірської фізико-географічної країни.
12. Проаналізуйте відповідність орографії та тектонічної будови фізико-географічної країни Східний Сибір.
13. Поясніть причини формування різкоконтинентальних рис клімату Східного Сибіру.
14. Опишіть клімат Східного Сибіру, вкажіть причини неоднорідності температурного режиму й опадів різних територій.
15. Які чинники сприяють формуванню катастрофічних повеней та наледів на великих ріках Східного Сибіру?
16. Опишіть багаторічну мерзлоту Східного Сибіру, визначте чинники її формування, види, межі.
17. Проаналізуйте особливості природних зон Східного Сибіру: поширення, видовий склад рослинного покриву.
18. Охарактеризуйте основні риси природи фізико-географічної країни Північно-Східний Сибір.
19. Перечисліть основні тектонічні структури Північно-Східного Сибіру та проаналізуйте їхній зв'язок із сучасним рельєфом території.
20. Опишіть клімат Північно-Східного Сибіру та вкажіть основні чинники його формування.
21. Охарактеризуйте поширення ґрунтово-рослинного покриву Північно-Східного Сибіру, вкажіть його особливості.
22. Порівняйте висотну поясність хребтів Черського та Джугджур, поясніть відмінності.
23. Опишіть основні етапи формування гір Південного Сибіру.
24. Охарактеризуйте клімат фізико-географічної країни Гори Південного Сибіру.
25. Порівняйте клімати Алтайсько-Саянської та Байкальської фізико-географічних областей, визначте спільні та відмінні риси, зазначте причини.

2.6. ЦЕНТРАЛЬНА АЗІЯ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СЕРЕДНЯ АЗІЯ.
2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЦЕНТРАЛЬНА ГІРСЬКА АЗІЯ.
3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЦЕНТРАЛЬНА РІВНИННА АЗІЯ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 1. : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Белова Н. В. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Н. В. Белова. – Івано-Франківськ, 2021. – 210 с.

Макунина А. А. Физическая география СССР / А. А. Макунина. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 296 с.

McKenzie D. The mechanical structure of Tibet / McKenzie D., McKenzie J., Fairhead D. // *Geophysical Journal International*. – 2019. – Vol. 217. – I. 2. – P. 950–969. URL : <https://doi.org/10.1093/gji/ggz052>

Characteristics and changes of streamflow on the Tibetan Plateau / L. Cuo [and oth.]. // *Hydrology: Regional Studies*. – 2014. – Vol. 2. – P. 49–68. URL : <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.08.004>

Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – Ч. 1. : Евразия, Северная Америка. – 417 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Мильков Ф. Н. Физическая география СССР / Ф. Н. Мильков, Н. А. Гвоздецкий. – Москва : Мысль, 1976. – 448 с.

Исаченко А. Г. Природа мира. Ландшафты / А. Г. Исаченко, А. А. Шляпников. – Москва : Мысль, 1989. – С. 16–271.

◎ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА СЕРЕДНЯ АЗІЯ

Середня Азія розташована у внутрішній частині материка та складена одновіковими, але різними за генезисом тектонічними структурами, що відображено у рельєфі. До складу країни входять *Туранська низовина* та *Казахський дрібносопковик*, в основі яких лежить молода епігерцинська Туранська платформа, а також відроджені середньовисокі та високі складчасто-брилові *Туркестанські гори* (хребти Туркестанський, Зеравшанський, Гіссарський), гори *Тянь-Шань*, хребти *Джунгарський Алатау* і *Тарбагатай* каледонсько-герцинського віку.

Клімат характеризується сумарною радіацією 110–170 ккал/см², аридністю, холодною зимою та спекотним літом, для більшої частини він помірний різкоконтинентальний, а у південній – субтропічний. Оскільки територія розташована в центрі Євразії, то зазнає впливу Азійського антициклону й визначається цілорічним пануванням континентальних повітряних мас. Відкритість території та меридіональна циркуляція сприяють проникненню арктичного та південного повітря. Із заходу приходять вологі атлантичні повітряні маси, але при повільному переміщенні вони набувають континентальних ознак, а Каспійське й Аральське моря мають тільки місцевий вплив на клімат узбережжя. Значна протяжності країни з півночі на південь за наявності як рівнинних, так і гірських областей визначає кліматичні відмінності у різних її частинах.

Гідрологічна мережа розріджена, майже всі ріки належать до басейну внутрішнього стоку (Каспійське й Аральське моря, озера Балхаш, Іссик-Куль та ін.), або мають сухі дельти. У живленні річок переважає змішане льодовиково-снігове, тому максимум витрат припадає на період найінтенсивнішого танення снігів – першу половину літа у високих горах, та весну у середньовисокіх. Значна частка у живленні річок припадає на підземні води, особливо у зимовий період. У Середній Азії багато озер різного генезису – залишкові, тектонічні, гірсько-льодовикові, завальні та карстові. Найбільшими з них є Аральське, Балхаш, Іссик-Куль.

Середня Азія володіє величезним природно-ресурсним потенціалом – тут розвідані та експлуатуються потужні родовища вугілля, нафти і газу, залізних, мідних і поліметалевих руд, золота, фосфатів, сірки та десятків інших видів корисних копалин.

Природні умови цієї території сприятливі для розвитку екстенсивного напівкочового тваринництва, яке поєднується з інтенсивним поливним землеробством в оазах. У другій половині ХХ ст. тут були створені нові райони землеробства (Казахстан, Киргизстан) на цілинних землях, що призвело знищення природних екосистем та інтенсивного розвитку ерозії.

Природні рекреаційні ресурси регіону у поєднанні з центрами давньої культури є передумовою для розвитку міжнародного туризму різного профілю.

Фізико-географічна область Казахський дрібносопковик

Казахський дрібносопковик приурочений до щита епіпалеозойської молоді платформи, складчасті системи якої сформувалися в каледонську (на заході та північному заході) і герцинську (на сході) складчастості. Після герцинської складчастості територія перебувала в континентальному циклі розвитку, що призвело до вирівнювання складчастого рельєфу (пеніпленізації), значного поширення кори звітрявання, що перекрила поверхню давнього рельєфу. Неотектонічні рухи та денудація сформували уступи, пасма, куести, відпрепаровані дайки, де найвищі гостровершинні сопки складені кварцитами, згладжені – гранітами, улоговини – пісковиками. В улоговинах утворилися прісні та солоні озера.

У морфоструктурному відношенні дрібносопковик представлений поєднанням цокольних денудаційних височинних рівнин і плато з численними сопками, скельними останцями та острівними низькими й середньовисокими горами. Західна частина території характеризується вирівняним дрібносопковим рельєфом із окремими масивами денудованих гір заввишки до 1 100 м (*Улутау*, Кокчетавські). У східному напрямку вона понижується, переходить у широку меридіональну рівнину в межах

якої розташована улоговина оз. Тенгіз. Східна частина Казахського дрібносопковика припіднята вище та представлена окремими гірськими масивами із висотами до 1 500 м (масив Кизилтас), що піднімаються над денудаційними цокольними рівнинами. Загалом Казахський дрібносопковик у геоморфологічному розвитку є переходом між горами та пенепленом.

Клімат області континентальний сухий. Він характеризується значними добовими та сезонними амплітудами температурами повітря, холодною зимою (-14°C , -18°C із мінімумом -45°C) та спекотним літом ($+19^{\circ}\text{C}$, $+24^{\circ}\text{C}$ із максимумом $+45^{\circ}\text{C}$). Річна кількість опадів 200 мм із літнім максимумом зливого характеру, гірські масиви краще зволожені. Коефіцієнт зволоження – 0,4–0,3. У зимовий період формується антициклон та встановлюється ясна погода з сильними морозами та незначною потужністю снігового покриву, що призводить до сильного промерзання ґрунту.

Гідрологічна мережа слабо розвинута, найбільша річка – Нура, впадає в оз. Тенгіз. Ріки мають снігове живлення з різко вираженим весняним паводком.

Ґрунти зональні: чорноземи південні й темно-каштанові та їхні солонцюваті різновиди, а на південь вони змінюються яснокаштановими та бурими ґрунтами напівпустель.

Рослинність має перехідний характер від степової до напівпустельної. У північній частині сформувалися ковилово-типчаккові степи, на більшій частині – типчакowo-полинові степи близькі до напівпустель. На підвищених масивах виражена висотна поясність. У вузьких глибоких долинах ростуть ліси з берези, осики, черемхи, крушини, в гірських долинах – соснові бори.

Фізико-географічна область Туранська рівнина

Геолого-тектонічною основою країни є епігерцинська Туранська плита. Її фундамент складений дислокованими докембрійськими і палеозойськими породами та покритий мезокайнозойським осадовим плащем.

Рельєф відображає геологічну будову плити та пов'язаний із неотектонічними рухами як самої плити, так і прилеглих терито-

рій, тому представлений чергуванням височин і понижень. Найпоширенішими з підняття є плато з висотами 200–300 м, складені горизонтально залягаючими пластами корінних порід із чітко вираженими крутими крайовими уступами (Тургайське, Устюрт, Мангишлацьке). Серед підвищень розвинуті пластові рівнини Кизилкум та ін. Рельєф рівнин порушують низькогірні останцеві підняття з висотами до 700 м, утворені дислокованими породами. Значні площі зайняті низовинами – молодими морськими та давнішими континентальними, а також пластовими низинними рівнинами, серед яких сформувалися безстічні западини, опущені нижче рівня моря (Карагіє, –132 м; Саракамишська).

Отже, переважаючими морфоструктурами Туранської рівнини є плато, пластові й акумулятивні рівнини, ускладнені аридною денудацією та давніми річковими долинами.

Клімат Туранської рівнини континентальний посушливий зі значними сезонними та добовими амплітудами температур, короткою (50–100 днів) зимою. Січніві температури зростають із півночі на південь від -15°C до $+4^{\circ}\text{C}$ (із абсолютним мінімумом -30°C). Формується сніговий покрив, який на півдні є нетривким. Літо тривале, спекотне та сухе, оскільки трансформація повітряних мас відбувається інтенсивніше, виникає зона зниженого тиску, тому над пустелями формуються тропічні повітряні маси з високими температурами, сухістю та запиленістю. Середні липневі температури від $+22^{\circ}\text{C}$ на півночі до $+32^{\circ}\text{C}$ на півдні за абсолютного максимуму $+50^{\circ}\text{C}$ (м. Термез). Опади пов'язані з циклональними процесами полярного фронту, тому мають весняний максимум. Загалом опадів мало – до 200 мм, а на плато Устюрт та Каракуми менше 75 мм, у передгір'ях та північніше Аральського моря їхня кількість зростає до 400 мм. Коефіцієнт зволоження становить 0,3–0,12.

Гідрологічна мережа належить до басейну внутрішнього стоку та поширена нерівномірно: від Каспію аж до Амудар'ї рік та озер майже немає. Великі ріки (Мургаб, Теджен, Амудар'я, Сирдар'я) починаються в горах або пригірських рівнинах і в нижній та середній течіях є транзитними. Внаслідок інтенсив-

ного відбору води для зрошення (Каракумський, Кизилкумський, Каршинський та ін. канали), ріки міліють і в маловодні роки не доносять свої води до Аральського моря, або їхні русла губляться в пісках (р. Мурґаб). По сухих руслах останцевих масивів періодично стікають зливові води. Озера – Аральське, Балхаш, Саракамішське та інші є реліктовими, сформувалися у тектонічних пониженнях та, переважно, солоні.

Ґрунти зональні сіро-бурі переважно засолені, є солончаки і такири.

Рослинність представлена пустельно-степовими видами, але для кожного типу ґрунту характерні свої асоціації. Для глинистих пустель домінують різні види полину – чорний, білий. На солончаках панують солянки та тамариски. На закріплених пісках – саксаул (дерево), зі злакових – селін, осока ілак. У кам'янистих і щебенистих пустелях переважають цибулькові та клубневі (тюльпани). У лесових степах і пустелях поширені ковила, ячмінь, трапляються колючий мигдаль, фісташка. По руслах рік – верба, тамариски, тополі, обліпіха. В оазисах (Ташкентський, Самаркандський, Бухарський, Хівинський та ін.) ростуть тополі, в'язи та вирощують бавовну, бахчеві, плодові, овочі.

Доцільно детальніше зупинитися на характеристиці найцікавіших об'єктів Туранської рівнини.

Західну частину області між Каспійським і Аральським морями та дельтою Амудар'ї займає *плато Устюрт*. Воно відмежовано від прилеглих низовин прямовисними обривами – “чинками” заввишки понад 200 м (рис. 19). У центральній частині плато розташований увал Карабаур із максимальними висотами до 290 м. Ландшафти плато Устюрт представлені глинистими полиновими та полиново-солянковими пустелями, у південно-східній частині – глинисто-щебенистими. Для плато характерні карстові форми, зокрема, було виявлено численні печери на території Устюртського природного заповідника, найбільшою з яких є вапнякова печера Караганду Сагаз із озером довжиною 20 м на її дні. Багато представлена фауна заповідника: 60 видів птахів, 15 видів плазунів, муфлон, джейран, шакал, каракал. Плато Устюрт – це регіон

скельних мечетей, і в духовній ієрархії сакральних місць ісламу займає почесне місце.



Рис. 19. Плато Устюрт

Південну окраїну Туранської плити займає пустеля *Каракуми* (з тюрської – “чорні піски”). Це акумулятивна рівнина з глибоко зануреним (до 8 000 м) кристалічним фундаментом, а її межі обумовлені лініями розломів. Рельєф горбистий, сильно розчленований із загальним ухилом на захід із переважанням пасмових, горбистих і барханних пісків (рис. 20). Міжпасмові зниження заповнені солончаками й такирами. У пустелі прокладений Каракумський канал, який живиться водами Амудар’ї. Дельти рік Теджен і Мурґаб губляться у пісках, а їхні води використовуються для зрошення. Клімат пустелі різкоконтинентальний, на півночі він помірний із температурами -5°C (із можливими морозами до -30°C) у січні та $+28^{\circ}\text{C}$ у липні, на півдні – субтропічний з січневими температурами $+2^{\circ}\text{C}$ та $+32^{\circ}\text{C}$ у липні. Опади переважно весняні – до 100 мм при випаровуваності понад 1 700 мм. Найбагатша рослинність поширена в піщаних масивах і представлена чагарниковою ефемерною рослинністю – джузгун, акація, чорний саксаул на сіро-бурих ґрунтах, на такирах – тамариски.

У межиріччі Амудар’ї та Сирдар’ї сформувалася пластова рівнинна піщана пустеля *Кизилкуми*. Її поверхня поступово понижується у бік Аральського моря від 300 до 50 м, тільки у цен-



Рис. 20. Піски Каракумів

тральній частині фундамент виходить на поверхню й утворює останцеві гори з висотами до 900 м. Загалом це піщані пустелі з пасмами частково закріплених пісків. *Кизилкуми* характеризуються холодною зимою (-9°C) та спекотним літом ($+27^{\circ}\text{C}$), незначною кількістю опадів (100–200 мм) із зимово-весняним максимумом. Коефіцієнт зволоження 0,12. Пустеля не має водотоків. У рослинному покриві представлені ефемери (тюльпани), для піщаних масивів – осока піщана, білий саксаул, для глинистих – полинова та полиново-чагарникова рослинність.

Пустеля *Бетпак-Дала* (*Північний Голодний стень*) сформувалася на припіднятій ділянці плити між низинами річок Сарису, Чу й озером Балхаш. Її західна частина – пластова рівнина з висотами 250–300 м складена мезозой-кайнозойським комплексом осадових порід та ускладнена широкими безстічними пониженнями. Східна частина – підвищена горбисто-пасмова цокольна рівнина (600–900 м), утворена кристалічними та метаморфічними породами палеозою, перекритими палеогеновими й неогеновими відкладами, на яких утворилися глинисто-кам'янисті пустелі. Середні температури січня -10°C (формується нестійкий сніговий

покрив), липня +26°C, опадів до 150 мм. Рослинний покрив розріджений, сформований полиново-солянковими угрупованнями з зарослями саксаулу на сіро-бурих ґрунтах.

Муюнқум – піщана пустеля, утворена перевіяними морськими відкладами та алювієм дельти р. Чу. Вона має характерний нахил до північного заходу, відповідно, висоти змінюються від 700 м на південному сході до 300 м на півночі. Серед дерев єдиними представниками є чорний і білий саксаули, які ростуть на солончакових ґрунтах.

Плато Бадхиз (1 200 м) і *Карабіль* (980 м), сформовані у межиріччі Амудар'ї-Мурґабу і Теджена, є прикладом накладеної або оберненої морфоструктури (сформовані у прогині Туранської плити з потужним накопиченням осадових відкладів). Поверхня перекрита потужною товщею лесових відкладів. Клімат субтропічний. Проявляється висотна пояси́сть – до висот 300–600 м поширені піщані пустелі з осоково-м'ятликовими й ефемерно-полиновими угрупованнями на сіроземах, вище – ефемероїдні напівпустельні угруповання зі зарослями фісташок.

Фізико-географічна область Туркестанські гори і Тянь-Шань

Простягається субширотною смугою, до якої належать Гісарський, Зеравшанський, Туркестанський хребти, гірські системи Тянь-Шаню, Джунгарського Алатау, Саур-Тарбагатаю та улоговини, що їх розмежовують (Ферганська долина). Ці території об'єднують в одну фізико-географічну область, оскільки вони мають низку подібних характеристик, зокрема, приналежність до палеозойського орогенезу, гірський характер рельєфу зі значними абсолютними та відносними висотами (до 7 000 м), високу сейсмічність, розташування у межах північної частини субтропіків на південь від впливу атлантичних циклонів, що зумовлює переважання пустельно-степових ландшафтів.

Гірські масиви мають різний вік і генезис. До найдавніших на даній території структур належать *каледонські* хребти Північного Тянь-Шаню, складчасті структури якого формувалися в

протерозої та нижньому палеозої. Решта структур Тянь-Шаню (Західний, Центральний, Південний), а також Джунгарський Алатау, Тарбагатай, Саура належить до *герцинської* складчастості. Гороутворення, що відродило гори і створило сучасний високогірний рельєф, почалося в олігоцені і особливо проявилось в пліоцені та на початку четвертинного періоду. У морфоструктурі найпоширенішими є антиклінорії (Заїлійський Алатау, Киргизький хребет) і синклінорії (Іссик-Кульський, Ферганський, Ілійський). Вони переважно успадковані від давніх палеозойських структур, але є й інверсійні морфоструктури – Ферганський хребет. На більшій частині поширені кристалічні й осадові породи палеозою, в ядрах гірських споруд зустрічаються докембрійські товщі гнейсів, метаморфічних вапняків, кварцитів.

Рельєф області складний, оскільки кожна гірська система має свої особливості.

Гірська система *Тянь-Шань* простягається із заходу на схід на 2 450 км при ширині до 400 км. Вона складена окремими високими (3–5 тис. м) різнонапрямленими, часто асиметричними хребтами з крутими схилами та плоскими вершинними поверхнями, розділеними на різних висотах міжгірськими долинами й улоговинами. У межах цієї системи виділяють Північний Тянь-Шань (Киргизький хребет, Заїлійський Алатау – 4 978 м, Кетмень); Західний – (Каратау, Таласький Алатау з його субмеридіональними відгалуженнями, Ферганський хребет – 4 818 м); Внутрішній, хребти якого (Терскей-Алатау – 5 216 м, Молдо-Тоо) чергуються з улоговинами; Центральний (хр. Какшал-Тоо з найвищою вершиною Жениш (пік Перемоги) – 7 439 м, та хр. Сариджаз (рис. 21); Східний, представ-



Рис. 21. Тянь-Шань

лений північним (Боро-Хоро, Богдо-Ула – 5 445 м) та південним (Халикту – 6 357 м) ланцюгом хребтів.

Туркестанські гори геологи вважають складовою Тянь-Шаню, адже мають подібну геолого-тектонічну будову. Вони формують гірську систему між Ферганською та Гіссарською долинами та представлені Гіссарським, Зеравшанським і Туркестанським переважно асиметричними хребтами широтного простягання. Гори складені сланцями, пісковиками та вапняками, тому мають глибоке розчленування та карстові форми рельєфу, а середні висоти заледве перевищують 4 000 м, при виходах кристалічних порід формують максимальні висоти (5 620 м на Туркестанському хребті). У горах поширені льодовикові форми та сучасне зледеніння.

Джунгарський Алатау складається з кількох високих паралельних ланцюгів із максимальними висотами понад 4 000 м. Він має складчасто-бриловий характер тектонічних структур і ступінчасту будову, зумовлену молодими підняттями та відділений від Тянь-Шаню Ілійською улоговиною. Поширене сучасне зледеніння, оскільки снігова лінія проходить на висоті 3 000 м на північних схилах і 3 500 м на південних.

Тарбагатай і Саур – це масивні блокові підняття. *Саур* масивніший, з висотами до 3 500 м, має виражений льодовиковий рельєф і невеличкі сучасні льодовики. *Тарбагатай* нижчий (до 2 000 м), але протяжніший.

Клімат області визначається її географічним розташуванням (вплив циркуляційних процесів помірного та тропічного поясів) та рельєфом. Середньо- і низькогір'я взимку потрапляють під вплив Сибірського антициклону (північ Тянь-Шаню), а влітку – північних і західних повітряних мас. Окрім того, взимку часто приходять циклони Іранського фронту. У південних частинах переважає річний режим опадів, близький до субтропічного з весняним максимумом. На значних висотах гори перебувають у зоні впливу західного переносу, і на повернутих до нього хребтах випадає до 1 000–1 600 мм опадів із літнім максимумом. Пояс максимуму атмосферних опадів розташований на різних рів-

нях – від 2 до 4 тис. м. Але більшість районів характеризується річною сумою опадів у межах 800–200 мм, із зменшенням їхньої кількості з заходу на схід. Внаслідок значних амплітуд висот і різного географічного положення в гірських областях спостерігаються відмінності в тепловому режимі.

Гідрологічна мережа представлена верхів'ями рік внутрішнього стоку. Води річок характеризуються підвищеною мутністю. Живлення снігове, льодовикове, дощове та підземне, але частка кожного змінюється відповідно до положення їхніх басейнів. Переважають ріки змішаного живлення. У водному режимі виділяють ріки з літнім водопіллям (нівальний і альпійський пояс), весняно-літнім (середньогірний пояс), весняним водопіллям і паводковим режимом (передгір'я, низькогір'я та високогірні пустелі). Озер мало, за генезисом переважають улоговини тектонічного походження, найбільшими є Іссик-Куль (“гаряче озеро”) і Каракуль. Вода в більшості озер прісна або солонувата. У міжгірних улоговинах – Ілійській, Зеравшанській, Ферганській та інших сформувалися артезіанські басейни. Сучасне зледеніння найбільш поширене на Тянь-Шані, де спостерігається концентрація льодовиків в орографічних центрах – Хан-Тенґрі (льодовик Інильчек, площею понад 800 км²), Заалійський (льодовик Октябрський) та ін.

Ґрунтовий покрив на передгірських рівнинах і передгір'ях представлений різними підтипами сіроземів до висоти 1 000 м, а на висотах до 1 500 м переважають гірсько-каштанові ґрунти. Вище – залежно від широтного поширення й експозиції формуються гірські чорноземи та гірсько-лісові коричневі, а у субальпійському поясі – гірсько-лучні ґрунти. У високогірних пустелях – високогірні пустельно-степові ґрунти.

Рослинність гірських областей досить різноманітна та самобутня. Переважають ксерофітні типи, а також наявні біологічні форми, які суміщають у собі риси ксеро- та мезофітності, багато ефемерів. У горах чітко виражена висотна поясність, ускладнена експозиційністю, а через значне простягання території з півночі на південь на неї ще накладається широтна зональність.

На передгірських рівнинах і передгір'ях поширені субтропічні степи, представлені низькотравними, крупнотравними та крупнотравно-злаковими асоціаціями. У сухих улоговинах та нижніх схилах хребтів поширена пустельно-степова рослинність. Передгір'я та низькогір'я Південного й Західного Тянь-Шаню займають ксерофітні листопадні чагарники (середньоазійський шибляк). У середньогір'ях і низькогір'ях Центрального та Північного Тянь-Шаню переважають ковилово-типчаківі степи. Гірські степи характеризуються наявністю чагарників – шипшина, таволга, кизильник, а в смузі 1 200–2 000 м поширені арчові рідколісся. На добре зволжених середньогірних схилах від 1 000 до 2 300 м локально поширені широколистяні (грецький горіх, яблуня киргизька, клен туркестанський) і дрібнолистяні (осика) ліси. Трапляються також паркові темнохвойні ліси – ялина тянь-шанська, ялиця сибірська.

Важливою проблемою цього регіону є нестача питної води, адже країни Середньої Азії використовують запаси прісної води, що зосереджені в льодовиках Паміру та Тянь-Шаню. Зміни клімату підвищують інтенсивність танення гірських льодовиків, так, в горах Джунгарського Алатау в останні роки льодовики скорочувалися зі швидкістю 0,6–0,8% в рік по площі та 0,8–1% за обсягом льоду. Вирубка дерево-чагарникової рослинності, безсистемний випас худоби призводять до деградації гірських екосистем й активізації екзогенних процесів, зокрема, зсувів, селів, паводків та ін.

———◎ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЦЕНТРАЛЬНА ГІРСЬКА АЗІЯ

До фізико-географічної країни Центральна гірська Азія належать нагір'я Тибет та гори, що його оточують – *Памір, Гіндукуш, Каракорум, Куньлунь* та ін. Характерною рисою тектонічної будови країни є її приуроченість до складчастих областей різного віку: байкальської – хребет Алтинтаг, каледонської –

хребет Наньшань, герцинської – хребет Куньлунь, мезозойської – Тибетське нагір'я, кайнозойської – Гіндукуш і Каракорум.

Памір – гірська система, в якій ніби стикаються найвищі гірські системи Азії – Гіндукуш, Каракорум, Тянь-Шань. Тектонічно вона представлена складчасто-покривною спорудою, що є східним сегментом Альпійсько-Гімалайського рухомого поясу. Його формування завершилося у мезозої, але в неоген-четвертинний час поновилися інтенсивні рухи, які ще тривають і проявляються у підвищеній сейсмічності території. Для рельєфу характерне поєднання гірських хребтів субширотного та меридіонального напрямків, загальна припіднятість, особливо в крайових зонах. Орографічно Памір поділяють на два масиви – *Східний (Центральний) та Західний*. У Східному Памірі переважає давній середньогірний тип рельєфу, основа якого припідняна неотектонічними рухами. На північному сході та півдні його оконтурюють різнонапрявлені хребти з багаточисленними відрогами. Гірські хребти і масиви мають переважно згладжені форми, тільки на найвищих із них переважає альпійський рельєф. За абсолютних висот 4 000–6 000 м відносна висота хребтів не перевищує 1 000–1 500 м. Вони розділені широкими долинами та безстічними улоговинами з плоскими днищами, розташованими на висотах 3 500–4 500 м. *Західний Памір* характеризується глибоко розчленованим високогірним рельєфом з висотами понад 7 000 м – Заалійський хребет, хребет Академії наук (пік Ісмілі-Сомоні (Комунізму), 7 495 м). На Памірі розробляються родовища гірського кришталю, рідкісних металів, ртуті, бору, олова, срібла.

Гіндукуш представлений системою паралельних гірських хребтів, що простягаються із заходу на схід майже на 1 200 км. Це мезозойська складчаста споруда, змінена тектонічними рухами кайнозою, яка по сьогодні зберігає високий рівень сейсмічності, що проявляється у частих, втім числі руйнівних землетрусах. В орографічному відношенні Гіндукуш поділяється на нижчу (до 5 000 м) західну та вищу (понад 7 000 м) східну частини. Незначна кількість опадів піднімає снігову лінію в Гіндукуші до 5 000 м.

Гори Каракорум простягнулися майже на 800 км на схід від Гіндукушу та мають подібну з ним геолого-тектонічну будову. Горотворення тут відбувалися у мезозої, а новітні розломи та підняття сприяли омолодженню рельєфу. Про недавні підняття цього масиву свідчать глибоко врізані в давні трогові долини річки, а з розломами пов'язані виходи гарячих джерел. Це одна з найвищих гірських систем світу з середніми висотами понад 6 000 м, а найвища вершина г. Чогорі (К-2) (8 611 м) є другою по висоті вершиною світу. Оскільки Каракорум значно вищий від західного пасма Гімалаїв, то вологе повітря літніх мусонів Індійського океану приносить на його південні схили значні опади та формує найбільші серед гір Азії площі гірського зледеніння. Висота снігової лінії на південному схилі Каракоруму 4 700 м, на північному – 5 900 м.

Гори Куньлунь широкою дугою простягаються більш ніж на 3 000 км від Паміру на заході до Сіно-Тібетських гір на сході та є найдовшою гірською системою Азії. З боку Таримської рівнини ця система формує гігантський уступ, а на заході його південні схили поступово переходять у Тібетське нагір'я. Середня висота гребенів становить 6 000 м. В осьовій частині Куньлуню, складеній кристалічними породами, розташовані його найвищі хребти та гірські вершини (Конгур – 7 719 м, Улугмузтаг – 7 723 м). Куньлунь складається з паралельних хребтів, розділених вузькими тектонічними долинами, де чітко виділяється два гірські ланцюги – північний, що охоплює гори Алтинтаг і Наньшань, та південний, що охоплює власне гори Куньлунь і Сіно-Тібетські гори. Наньшань складається з кількох хребтів заввишки 4 500 м-6 000 м, а на заході навіть до 7 000 м. Основні міжгірні западини Наньшаню розташовані в його внутрішній зоні. Алтинтаг досягає найбільшої висоти (понад 5 000 м) у південно-західній частині, де він складається з двох-трьох паралельних хребтів, вкритих багаторічними снігами.

Морфоструктурно Куньлунь – це складчасто-брилові гори, оскільки належать до палеозойських складчастих структур, омолоджених альпійським орогенезом. Вони складені гранітами

та метаморфічними породами. Для рельєфу характерні широкі слабкорозчленовані вододіли з асиметричними схилами: північні круті з численними осипищами, південні – пологі; поширені альпійські форми рельєфу, утворені плейстоценовим та сучасними зледенінням (рис. 22).



Рис. 22. Куньлунь

Улоговина Цайдам – це висока (2 700–3 000 м) увігнута денудатійно-аккумулятивна пластова міжгірська рівнина з плоскою поверхнею, розташована між горами Куньлунь та хребтами Алтинтаг і Наньшань. Основним типом морфоскульптури є еолові форми рельєфу.

Тибетське нагір'я з його окраїнними хребтами є найбільшим за площею (майже 2 млн км²) та найвищим (середні висоти 4 500 м) не тільки у Євразії, але і на Землі загалом. Нагір'я утворене складчастими спорудами палеозойського, мезозойського та кайнозойського циклів, але висхідні тектонічні рухи неогену та четвертинного періодів мали вирішальний вплив на форму-

вання сучасного рельєфу, оскільки починаючи з пліоцену Тібет піднявся на 3 000–4 000 м.

Рельєф Тібету характеризується широтним простяганням хребтів, що відповідає західно-східному напрямку закладення тектонічних складок, і невеликим вертикальним розчленуванням внаслідок незначного розвитку ерозії та безстічності території. Внутрішні хребти, що мають вигляд широких столових масивів, розділяють нагір'я на окремі плато (улоговини). Західна частина плато розташована на висотах 4 900–5 200 м, а рельєф представлений чергуванням виположених хребтів із тектонічними улоговинами, заповненими уламковим матеріалом. Ландшафти здебільшого – це кам'янисті пустелі з численними безстічними солоними озерами. У південно-східній частині плато мають висоту 4 500–4800 м. Тут поширені гірсько-степові ландшафти. На південь від м. Лхаса є гарячі джерела та навіть гейзери. У східній частині Тібету вертикальне розчленування збільшується, основні риси рельєфу визначають вузькі долини, глибина яких досягає 2 000–3 000 м та круті схили хребтів. Тектонічне розчленування тут підсилюється ерозійним, оскільки область краще зволожена мусонами, що проникають із Індокитаю. З півдня Тібетське нагір'я оконтурює гірська система, яку іноді об'єднують під загальною назвою Трансгімалаїв. До її складу входять два паралельні пасма: північне – з хребтом Алінг-Гангрі та південне – з горами Гангдісе. Хребти мають типові альпійські форми рельєфу, а окремі вершини досягають висот понад 7 000 м. Від Гімалаїв ці гори відокремлені широкими поздовжніми долинами Брахмапутри та Інду, що успадкували тектонічну депресію.

Значні висоти та замкнутість Тібету обумовлюють малу кількість опадів і значну сухість повітря. Сніговий покрив на нагір'ї не утворюється і ґрунт промерзає на значну глибину, не встигаючи відтанути під час короткого літа. Ріки й озера замерзають на тривалий період.

Загалом клімат гірської Центральної Азії високогірний із великими добовими та річними амплітудами температур. Літо коротке з середніми температурами +10°C, +16°C. У липні на ви-

соті 1 000–1 500 м у спекотну погоду повітря прогрівається до +30°C, вночі опускається до 0°C, трапляються заморозки. Зима тривала та морозна, середні температури січня сягають -35°C. Кількість опадів збільшується від 100 мм у центральних частинах Тибету до 250–500 мм на його заході та до 600–700 мм на навітряних південно-східних схилах. Північно-західна частина Гіндукушу, що перебуває під впливом західних вітрів дістає від 400 до 800 мм опадів із зимовим максимумом. На південному заході випадає менше 300 мм опадів, а на сході – менше 100 мм. Південно-східна частина Гіндукушу, що перебуває під впливом літніх мусонів, отримує 700–1000 мм опадів на рік з літнім максимумом. З цієї ж причини добре зволожуються південні схили Каракоруму.

Внутрішні води країни представлені численними гірськими річками, але поширені вони дуже нерівномірно. У західній та центральній частині Тибету великі ріки відсутні, наявні там водотоки короткі та маловодні. Система Гіндукушу і Каракоруму є важливим гідрографічним центром – річки, що стікають із північних схилів, належать до безстічних областей Центральної та Середньої Азії, а численні річки південних схилів належать до басейну Інду. Найповноводніша ріка Тибету – верхня Брахмапутра (Цангпо). Багато озер, особливо у межах Тибетського нагір'я, де переважають залишкові озера (оз. Цінхай). Вода у більшості з них є солоною.

Сучасне зледеніння найбільше розвинене на півдні Каракоруму, де багато довгих льодовиків: Сіачен – 72 км, Хіспар – 61 км та ін. Льодовики Каракоруму реліктові. Досить великі льодовики є на східному Гіндукуші та півдні Тибету, де снігова лінія опускається до висоти 4500 м (у центральних районах її висота становить 6 400 м). Площа льодовиків Паміру становить понад 7 515 км², найбільшим з них є льодовик Федченка, довжиною понад 70 км.

Для більшої частини країни характерні аридність клімату та ксерофітність рослинності (полин, білолізник, колючі подушкочодібні та ін.). На північному заході Гіндукушу на фоні сухих

степів трапляються фісташкові та ялівцеві рідколісся. Уздовж річкових долин можна зустріти навіть зарості волоського горіха, кленів та інших дерев. На зволоженому південному заході Гіндукушу поширені ліси західногімалайського типу (вічнозелені дуби, сосни, ялиця, гімалайський кедр), а у верхній зоні – чагарники з рододендроном і гірські луки. На південних схилах Каракоруму до висоти 3 500 м у лісах ростуть осика, береза та гімалайський кедр. В оазисах вирощують зернові, плодові дерева та виноград. Рівнини Тибетського нагір'я зайняті щербенистими високогірними холодними пустелями і напівпустелями з низькорослими травами.

У Південному Тибеті ландшафти пустель і високогірних сухих степів збережені тільки на вододілах. У долинах річок, особливо в широкій долині Цангпо, поширена багатша та різноманітніша природна і культурна рослинність. Злакові луки чергуються з зарослями верби, тополі та тису.

Фауна Тибетського нагір'я пристосована до суворох кліматичних високогірних умов і є досить своєрідною. Тибет залишається одним з найбільш екологічно чистих регіонів планети, його екосистеми зберігають стійкий стан, а більшість ландшафтів перебувають в незайманому вигляді.

Тибет вважають колыскою індуїстського буддизму (ламаїзму), і ця релігія має важливе значення у житті населення регіону, що створило та зберегло низку неповторних пам'яток.

—● 3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЦЕНТРАЛЬНА РІВНИННА АЗІЯ

Країна розташована у центральній частині Азії та охоплює високі рівнини, плато і плоскогір'я, що сформувалися між гірськими системами. До складу країни входять *Джунгарська* і *Кашгарська* (Таримська) улоговини, рівнина *Алашань*, плоскогір'я *Гобі*, плато *Ордос* та *Лесове*.

У тектонічному відношенні країна приурочена до Китайської докембрійської платформи, яка була розбита на окремі різно-

високі блоки диференційованими різнонапрямленими рухами. Характерною рисою орографії є значна гіпсометрична висота цих рівнин. У морфоструктурному відношенні переважають високі денудаційні пластові рівнини, плато та плоскогір'я. Морфоскульптура представлена еоловими та аридно-ерозійними формами рельєфу.

Джунгарська улоговина або *Джунгарська Брама* розташована між Алтаєм і Тянь-Шанем. Це увігнута рівнина зі загальним північно-західним похилом і висотами від 250 до 800 м. Східна її частина – плоска, вкрита щебенем улоговина внутрішнього стоку, з окремими масивами горбистих пісків. У внутрішній частині – барханні піски. На заході та північному заході переважають глинисті пустелі. На півдні поширені сипучі піски з оазисами та солончаковими пустощами і дрібними солоними озерами.

Кашгарська (Таримська) улоговина розташована на південь Джунгарської й оконтурена хребтами Тянь-Шаню та Куньлуню. Це велика, безстічна, висока, міжгірна рівнина. У тектонічному відношенні вона відповідає Таримському масиву Китайської платформи, докембрійський фундамент якої перекритий мезокайнозойськими відкладами і виходить на поверхню лише на окраїнних підняттях. Поверхня Таримської улоговини слабко нахилена зі заходу на схід, а висоти змінюються від 1 400 м на півдні до 780 м на сході. Центральну частину улоговини займає піщана *пустеля Такла-Макан*. Її піски мають переважно алювіальне походження та формують бархани й широкі меридіально витягнуті пасма з висотами до 5 м. Північну окраїну пустелі дренує ріка Тарім з притоками, що стікають з гір. При виході на рівнину ріки здебільшого пересихають або їхні води використовують для зрошення. Тарім, як і інші ріки, у нижній течії часто змінює русло, спричинюючи міграцію озера Лобнор (у межах 150 км).

Рівнина Алашань розташована між одноіменним хребтом і низькогір'ям Бейшаню. Вона характеризується горбистим рельєфом для якого характерні чергування незакріплених піщаних масивів і горбів, низьких кряжів, широких солончакових та озерних понижень. Абсолютні висоти поверхні Алашаню – від

800 до 2 000 м. Піщані дюни сягають висоти до 300 м та вважаються одними з найбільших у світі (максимальна зафіксована висота барханів 405 м).

Пустельне плоскогір'я *Бейшань*, середня висота якого близько 2 000 м, розташоване між Таримською улоговиною та рівнинами Алашані. У місцях найбільшого підняття утворилися короткі гірські кряжі (до 2 800 м заввишки), на менш піднятих ділянках є широкі міжгірні долини (1 800 м). Для Бейшаню характерна інтенсивна дефляція, що сприяє утворенню своєрідного еолового ландшафту на корінних виходах гранітів і гнейсів.

Між хребтами Алтаю та Хангаю у північній частині країни простягаються *Озерні рівнини*. У цій області давній фундамент високий, часто виступає на поверхню, складається з численних брил, які різняться амплітудою і напрямом зміщень, що відображається у рельєфі. Висоти Озерних рівнин змінюються в межах 750–1 600 м, а ландшапти представлені рівнинними просторами ускладненими численними височинами – горбами, дрібносопковиком, високими кряжами і навіть хребтами. Найнижчі ділянки зайняті озерами, місцями – солончаками.

Плоскогір'я Гобі займає величезні території простягаючись від гір Алтаю і Тянь-Шаню до Великого Хінгану та обмежується на півдні рікою Хуанхе та горами Няншань й Алтиндаг. Висоти плоскогір'я змінюються від 1 500 м на її окраїнах до 700 м у центральній частині. У тектонічному відношенні відповідає роздібленому блоку Китайської платформи, фундамент якого істотно перебудований наступними палеозойськими складчастостями та перекритий осадовими відкладами. У найбільш активній східній частині Гобі, яка належить до пізньопалеозойських структур, неодноразово, в тім числі в четвертинному періоді відбувалася інтенсивна вулканічна діяльність. Базальтові лави виливалися по тріщинах, а місцями виникали невисокі вулканічні конуси. Тривала денудація зумовила широке поширення пенепленів. Найбільш вирівняним рельєфом характеризується східна Гобі з переважанням кам'янистих ландшафтів. Менші площі зайняті солончаками і пісками. Серед хвилястих рівнин чітко виділяються

сліди давньої мезозойської річкової мережі, з тепер сухими або маловодними руслами. Над увалами та сопками піднімаються короткі гірські хребти або невеликі згладжені масиви.

Плато Ордос розташоване у вигині ріки Хуанхе в межах одніменного тектонічного масиву Китайської платформи, кристалічна основа, якого виходить на поверхню у вигляді кряжів і горбів. Між ними розташовані пониження з прісними та солоними озерами й солончаками. Середня висота Ордосу становить 400–500 м. Північну, виположенішу частину, займає пустеля Кузупчі, незакріплені піски якої формують бархани висотою до 50 м, які чергуються з горбами.

Лесове плато розташоване в середній частині басейну Хуанхе між гірськими хребтами. У його рельєфі переважають горбисті увалісті рівнини з висотами до 1 500 м, ускладнені хребтами з висотами до 2 500 м. Поверхня плато складена потужною товщею лесів (від 150 до 250 м) і характеризується масштабною ерозією, що виражена в інтенсивному розвитку яркової мережі та делювіальному змиві (Хуанхе виносить мутні води у Жовте море, що визначило його назву).

Клімат Центральних Азійських рівнин є різко континентальним, що проявляється у малій хмарності, особливо в холодний сезон року, значній сухості повітря, малій кількості опадів, холодній, тривалій та малосніжній зимі, значній температурній інверсії в передгірних районах, частих сухих пилових туманах і пилових бурях.

Північна частина країни належить до помірної зони різко континентального клімату. Взимку над нею формується Сибірський антициклон, внаслідок чого встановлюється безвітряна, малохмарна холодна погода. Середня січнева температура в Улан-Баторі -27°C , а абсолютний мінімум досягає -50°C і навіть -52°C . Улітку вздовж полярного фронту проходять циклони, які приносять незначні опади.

Частина, розташована на південь від 45° пн. ш., належить до субтропічної зони різко континентального клімату. Улітку тут переважає сухе спекотне тропічне повітря, взимку – холодні

континентальні маси, що надходять із Сибірського антициклону та зумовлюють значне зниження температур навіть на її південних окраїнах.

Максимум опадів випадає влітку, лише в Кашгарії максимум опадів припадає на весну, а в Джунгарії – на весняно-літній сезон. Загалом випадає менше 100 мм опадів на рік, причому більша частина території отримує їх від 25 до 200 мм, у внутрішніх частинах пустелі Такла-Макан та Бейшані випадає менш 26 мм і навіть 5–10 мм опадів на рік, у передгірних районах кількість опадів зростає до 400 мм.

Середня січнева температура більшої частини Центральної Азії від -10°C до -27°C , в Джунгарії – -15°C , в Кашгарії – -7°C , -10°C . Середня липнева температура на півночі $+18^{\circ}\text{C}$, $+19^{\circ}\text{C}$, у Джунгарії – $+20^{\circ}\text{C}$, $+23^{\circ}\text{C}$, у Кашгарії – $+24^{\circ}\text{C}$, $+28^{\circ}\text{C}$, у Турфані понад – $+33^{\circ}\text{C}$. Максимальні температури фіксували в Гобі $+45^{\circ}\text{C}$, в Кашгарії $+48^{\circ}\text{C}$. Таки річні амплітуди температур у північній частині можуть перевищувати 90°C .

Внаслідок своєрідного розташування Джунгарської улоговини між Алтаєм і Тянь-Шанем у ній виникають вітри, швидкість яких може досягати 70 км/год, що призводять до виникнення потужних піщаних бур.

Гідрологічна мережа представлена в основному тимчасовими водотоками і “*карасу*”, русла яких під час паводків блукають у пухких відкладах та спричинюють блукання озер, у які вони впадають. Постійний стік зосереджений тільки в ріках, які стікають із прилеглих гір. Озера безстічні та солоні.

У ґрунтовому покриві переважають сіроземи, лише на окраїнах зустрічаються бурі. Рослинний покрив розріджений та складається з багаторічних ксероморфних чагарничків і чагарників, серед яких переважають засухостійкі каменелюби, пісколюби та галофіти. Типовими є пустельні ландшафти, які у північно-західному напрямку змінюються степами, чому сприяє збільшення зволоження. Найпоширенішими є піщані пустелі – Такла-Макан (з незакріпленими пісками), Алашань (з переважанням терескени, саксаулу). Великі площі зайняті сольовими кірками

та кам'янистими пустелями. На підгірних рівнинах Джунгарії та дрібносопкових рівнинах Гобі переважають напівпустелі та сухі степи з вострицевими, зміївко-ковилловими та полиново-ковилловими формаціями. У Таримській улоговині представлена пустельна рослинність (солянки, ефедри, верблюжа колючка, тамариски, іноді саксаули) на сіроземних та піщаних ґрунтах, по долинах річок — тугаї, в оазисах і передгір'ях культивують бавовник, рис.

Фауна належить до Середньоазійської області царства Арктогеї. Найкраще зберігся тваринний світ у Джунгарії, де ще є дикий верблюд і дикий кінь Пржевальського, майже зовсім винищені в інших частинах Центральної Азії. На рівнинних просторах звичайні дикий осел, антилопа джейран. У прирічкових зарослях Джунгарії зберігся тигр, в горах зустрічається гобійський ведмідь, поширений червоний вовк. Представниками гірської фауни є також марал, гірський козел і гірський баран, кабан, барс. У пустельних районах, зокрема Алашані, поширені плазуни, з-поміж ссавців переважають сайгаки, пустельні зайці, ховрахи, подекуди трапляються кіанги (дикі осли).



Питання для контролю та самоконтролю

1. Охарактеризуйте чинники формування клімату Середньої Азії.
2. Проаналізуйте особливості гідромережі Середньої Азії: поширення, особливості живлення, гідрологічний режим.
3. Опишіть історію формування Казахського дрібносопковика, розкрийте відповідність його сучасного рельєфу та геолого-тектонічної структури.
4. Опишіть рельєф Туранської рівнини.
5. Визначте причини формування пустель Середньої Азії.
6. Порівняйте природні умови пустель Каракуми та Бетпак-Дала.
7. Охарактеризуйте природні умови, на основі яких гірські системи Середньої Азії об'єднані в єдину фізико-географічну область.
8. Опишіть геолого-тектонічну будову гірських масивів Середньої Азії, з'ясуйте її зв'язок із сучасним рельєфом.

9. Опишіть ґрунтово-рослинний покрив гірської області Середньої Азії, вкажіть чинники неоднорідності його поширення.
10. Проаналізуйте відмінності кліматичних умов різних висотних поясів і макросхилів гір Середньої Азії.
11. З'ясуйте основні екологічні проблеми Середньої Азії.
12. Опишіть рельєф найбільших гірських систем Центральної Азії.
13. Поясніть причини підвищеної сейсмічності території Центральної гірської Азії.
14. З'ясуйте причини формування значних льодовиків у горах Каракоруму.
15. Опишіть кліматичні умови гірської Центральної Азії.
16. Поясніть причини відмінностей у зволоженні північно-західної та південно-східної частин Гіндукушу.
17. Розкрийте зв'язок рельєфу з тектонічною будовою рівнинної Центральної Азії.
18. Охарактеризуйте чинники формування клімату рівнинної Центральної Азії.
19. Проаналізуйте особливості гідромережі рівнинної Центральної Азії.
20. Опишіть ландшафти рівнинної Центральної Азії.

2.7. СХІДНА АЗІЯ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. Курило-Камчатська фізико-географічна країна.
2. Амуро-Сахалінська фізико-географічна країна.
3. Фізико-географічна країна Схід Південної Азії.
4. Фізико-географічна країна Японські острови.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенко. – Т. 1. : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Макунина А. А. Физическая география СССР / А. А. Макунина. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 296 с.

Kamata H. Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc / H. Kamata, K. Kodam. URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1440-1738.1999.00241.x>.

Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – Ч. 1. : Евразия, Северная Америка – 417 с.

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Атлас учителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Белова Н. В. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Н. В. Белова. – Івано-Франківськ, 2021. – 210 с.

Исаченко А. Г. Природа мира. Ландшафты / А. Г. Исаченко, А. А. Шляпников. – Москва : Мысль, 1989. – С. 16–271.

Гудзевич А. В. Регіональна фізична географія (Європа та Азія) : навч. посіб. / А. В. Гудзевич. – Вінниця : ВІНДРУК, 2005. – 464 с.

— © 1. КУРИЛО-КАМЧАТСЬКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА

До складу країни входять *Анадирсько-Пенжинська низовина, Коряцьке нагір'я, півострів Камчатка та Курильські острови*. Тектонічно країна належить до області кайнозойської складчастості Тихоокеанського геосинклінального поясу і характеризується активною вулканічною діяльністю. У рельєфі переважають гори, рівнинні території приурочені до прибережних смуг і широких міжгірських понижень (Анадирська, Пенжинська низовини, Центральнокамчатське пониження). Гірські хребти розділені тектонічними розломами, з якими пов'язані численні діючі та згаслі вулкани. Найбільш характерними типами морфоструктури є низько- і середньогірні складчасті гори та нагір'я, лавові плато, алювіальні та морські акумулятивні низовини. Основні типи

морфоскульптури – гірсько-льодовикові, ерозійні, кріогенні та вулканогенні.

Клімат визначається положенням країни у високих широтах, сусідством із холодними Берінговим та Охотським морями, формуванням у літній період зони зниженого тиску над суходолом, що спричинює інтенсивну циклонічну діяльність на тихоокеанському полярному фронті. Тому зима холодна, вітряна, сніжна (активна циклонічною діяльністю над узбережжями морів), іноді з відлигами. Середні січневі температури змінюються від -30°C на Анадирській низовині до -12°C на півдні східного узбережжя Камчатки та Курильських островів. Літо прохолодне та дощове, середні температури липня та серпня від $+3^{\circ}\text{C}$ на півночі до $+16^{\circ}\text{C}$ на Камчатці, максимальні іноді сягають $+25^{\circ}\text{C}$, $+30^{\circ}\text{C}$. Максимум опадів припадає на літньо-осінній період. У високих горах Коряцького нагір'я і Камчатки переважають опади у вигляді снігу та поширене значне сучасне зледеніння. У північній частині країни значно поширена багаторічна мерзлота, у південній – острівна.

Територія дронується густою річковою мережею, що належить до Тихоокеанського басейну стоку. Але більшість із них мають незначну довжину і лише протяжність річок Анадир, Пенжина та Камчатка перевищує 600 км. Основними джерелами їхнього живлення є дощові та снігові води, тому річки особливо повноводні навесні та в літньо-осінній період. У материковій частині країни вони 5–8 місяців скуті льодом, малі річки нерідко промерзають до дна. Багато озер, але вони порівняно невеликі. Це термокарстові й заплавні водойми низовин, вулканічні й лагунні озера Камчатки та Курильських островів.

Рослинний покрив відображає широтну зональність, на яку накладаються висотна поясність та експозиційність. У північних частинах країни поширена осоково-пушицева та чагарничкова тундра, яка змінюється кедрово-сланкою лісотундрою, на півдні модриновими рідкостійними лісами та ялицево-модриновою тайгою, на півдні Курильських островів – широколистяними лісами.

Фізико-географічна область Анадирсько-Пенжинська низовина та Коряцьке нагір'я

Область займає материкову територію та включає Анадирську, Пенжинську низовини, Парапольський діл, які розділені невисокими (до 1 100 м) гірськими пасмами та масивами а також Коряцьке нагір'я.

Тектонічно Анадирсько-Пенжинська низовина займає велике тектонічне пониження (прогин між Колимським, Коряцьким і Чукотським нагір'ями), заповнене потужною товщею неогенових відкладів. У четвертинний період тут проходили потужні ефузивні виливи, а в післяльодовиковий період область затоплювало море. Анадирська низовина представлена плоскою сильно заболоченою рівниною з висотами до 100 м, на якій місцями піднімаються невисокі гори (до 1 381 м), складені осадовими, вулканогенними та інтрузивними породами. Багато озер, переважно термокарстових. Панує багаторічна мерзлота.

Коряцьке нагір'я простягається майже на 900 км, а тектонічно відповідає Коряцькому горст-антиклінорію, переважно складеного вулканогенними формаціями, місцями прорваними інтрузіями, збереглися сліди мезозойського вулканізму. Складкоутворювальні процеси відбулися в неогені та четвертинному періоді й супроводжувалися ефузивними виливами, розломами та скидами. Тому гірські масиви Коряцького нагір'я поєднуються з широкими депресіями. Найвищим є Центральнокоряцький масив (г. Ледеяная 2 562 м) з альпійськими формами рельєфу та слідами плейстоценового зледеніння. Від нього відгалужуються численні сильно розчленовані гірські хребти з середніми висотами 1 000–1 500 м та окремими вершинами до 1 800 м. У горах поширене сучасне зледеніння – снігова лінія лежить на висотах 1 200–1 700 м, а на сході – до 600 м.

Клімат області субарктичний але має значні відмінності узбережних і внутрішніх районів, оскільки Коряцьке нагір'я є бар'єром на шляху повітряних мас, що рухаються з Берінгового моря. Зима тривала (шість-сім місяців) із температурами -24°C , -25°C у центральних районах Анадирської низовини, -20°C , -22°C

на узбережжі Анадирської затоки, -12°C , -15°C на східному узбережжі Коряцького нагір'я, до -12°C , -15°C у його горах. Внаслідок вторгнення повітря зі сходу взимку часто бувають відлиги. Літо прохолодне, вологе, туманне, з середніми температурами у центральних районах $+13^{\circ}\text{C}$, на узбережжі $+8^{\circ}\text{C}$, $+10^{\circ}\text{C}$, у горах вони значно нижчі. Опадів випадає від 300 до 500 мм із літнім максимумом, у горах до 800 мм. У приокеанічних територіях і горах переважають осінні опади, що випадають у вигляді снігу.

Північна частина Анадирської низовини покрита своєрідною трав'янистою та лишайниковою тундрою з поодинокими чагарниками вільхи, берези та верби на тундрово-болотних ґрунтах. На півдні поширена тундра з кедрових, вільхових, березових сланких чагарників, яка трапляється і на гірських схилах. У межах Пенжинської низовини фрагментарно поширені північнотайгові чагарничкові-мохові модринові рідкостійні ліси.

У долинах Коряцького нагір'я поширені осоково-пушицеві тундри та зарослі сланких чагарників, подекуди є модрини, нижні схили до 250 м займають сланкі кедрівники та вільшняки, на гірських схилах – гірські лишайникові, трав'янисто-лишайникові тундри, на вершинах – кам'яні пустелі.

Камчатсько-Курильська фізико-географічна область

Область дугоподібно витягнута з півночі на південь майже на 2 500 км і сформована півостровом Камчатка та Курильськими островами. Характеризується переважанням гірського рельєфу з проявами четвертинного та сучасного вулканізму, оскільки розташована в зоні Тихоокеанської (Східно-Азійської) геосинкліналі.

Півострів Камчатка меридіонально витягнутий в акваторію морів Тихого океану на 1 200 км, при максимальній ширині 480 км і нешироким перешийком з'єднується з материковою частиною. Його рельєф визначається геолого-тектонічною будовою та представлений двома хребтами, низовинами та вулканічним плато. Західнокамчатська низовина неширока (до 100 км), займає зону крайового прогину, заповнену континентальними відкладами. *Серединний* хребет утворює антиклінальне підняття.

Його формують гірські ланцюги та плато з середніми висотами 1 200–1 400 м, з найвищою вершиною – вул. Ічинська сопка (3 621 м). Загалом хребет асиметричний – західний схил відносно пологий, східний, що збігається з Центральнокамчатським розломом, є дуже стрімким. До цієї зони приурочено багато згаслих вулканів. Східний хребет відповідає одноіменному антиклінорію, асиметричний, з середніми висотами 1 300–1 400 м (найвища 2 346 м). На хребтах збереглися сліди плейстоценового зледеніння, вважають, що було дві льодовикові епохи. Ці хребти розділені широким (50–80 км) *Центральнокамчатським* пониженням, що успадкувало тектонічну улоговину, заповнену морськими та континентальними відкладами, перекритими лавами. Східну частину півострова формує припідняте невисоке (700–750 м) плато, складене горизонтально залягаючими вулканічними породами, а на його поверхні розташовано понад 80 вулканічних конусів, у тім числі всі діючі вулкани півострова (їх 29). Це основний вулканічний район Камчатки, загалом на її території відомо понад 150 вулканів. Вулкани формують групи, які приурочені до ліній тектонічних розломів, переважно північно-західного (Коряцька й Авачинська сопки) та північно-східного (Шивелуч, Ключевська сопка) простягання (рис. 23). Форми вулканів різноманітні, але більшість мають форму правильного конуса (Ключевська сопка є найвищою вершиною Камчатки – 4 750 м). Лава більшості вулканів андезитового складу, густа та в'язка.

З вулканізмом пов'язано і формування термальних вод та гейзерів. Південніше Кроноцької сопки в долині р. Гейзерної є 22 великих діючих гейзери, найбільший з яких Великан.

Курильські острови формують дугу близько 1 200 км, у яку входять 30 порівняно великих та більше 20 дрібних островів. Найбільшими з них є Ітуруп, Уруп, Кунашир, Парамушир. Острови Південно-Курильською протокою розділені на два пасма – Велике Курильське та Мале Курильське. Велике Курильське пасмо вулканічного походження, переважають вершини з висоти від 500 до 1 300 м, а найвищі вулкани піднімаються вище снігової лінії (вул. Алаїд, 2 339 м). Складені вони вулканічними породами



Рис. 23. Виверження вулкану Шивелуч

неогенового та четвертинного віку – туфами, базальтовими та андезитовими лавами, вулканічним попелом. Мале Курильське пасмо довжиною всього 105 км, а його острови є нижчими (до 400 м).

Неотектонічні та сучасні рухи диференційовані та поєднуються з сучасним вулканізмом – із більш ніж сотні вулканів Курильського пасма 38 є діючими.

Клімат Камчатсько-Курильської області морський, оскільки визначається впливом холодних морів і течій та значними площами суходолу Камчатки, де морські повітряні маси частково трансформуються. Тому він холодний і вологий та має суттєві відмінності у різних частинах. Зима холодна, снігова та вітряна з середніми температурами від -21°C у Центральнокамчатському пониженні до -11°C на узбережжі. Літо прохолодне, хмарне і вологе, у центральних районах середня температура становить до $+15^{\circ}\text{C}$, а на узбережжі $+13^{\circ}\text{C}$. На західному узбережжі та в центральних районах Камчатки випадає 300–500 мм опадів, на східному узбережжі та Курильських островах до 700–1 100 мм.

У південній частині Курильських островів, де відчутніший вплив материка, виражені риси мусонного клімату. Це проявля-

ється у холоднішій зимі з середніми температурами лютого (найхолоднішого місяця) -8°C , тоді як у північній частині з морським кліматом температури вищі -7°C . Середня температура найтеплішого місяця (серпня) від $+10^{\circ}\text{C}$ на півночі до $+17^{\circ}\text{C}$ на півдні.

Снігова лінія на Камчатці лежить на висоті 1 500–1 600 м, але льодовиків мало, оскільки на їхнє формування впливає вулканічна діяльність.

Гідрологічна мережа досить густа, але камчатські ріки невеликі, а в їхньому живленні переважають підземні води (вплив пористих вулканічних порід), тому стік по сезонах є рівномірним. Для рік Курильських островів, які переважно представлені короткими гірськими потоками, переважає снігове живлення та рівномірно високі витрати з осіннім максимумом. Багато невеликих озер, переважно розташованих у кальдерах вулканів, або в пониженнях, підгачених лавами.

У ґрунтовому покриві переважають дерново-лучні та гірсько-дернові, на заході – торфово-глеєві, в горах – тундрові ґрунти. Значна роль у їхньому формуванні належала продуктам вулканічної діяльності.

Ізольованість Камчатки та Курильських островів від сусідніх територій визначає порівняно бідний флористичний склад. Центральнокамчатське пониження зайнято модриною та ялиною тайгою та луками, східне узбережжя – рідколіссями з кам'яної берези, сланких кедрових зарослів і вільшняків, а західне узбережжя – кам'яною березою і значними заболоченими територіями.

На гірських хребтах і масивах Камчатки виражена висотна поясність – до висоти 300–350 м переважають ялинові та модринові ліси, вище, до 600–800 м, поширені ліси з кам'яної берези, ще вище їх змінюють сланкі кедрові зарослі, субальпійські луки та гірські тундри.

На Курильських островах панують дрібнолистяні ліси і високогірні трави, менше поширені мішані та хвойні ліси. На південних островах – Ітурупі, Куриширі та островах Малого Курильського пасма рослинність багатша – поширені зарослі курильського

бамбуку, на захищених ділянках ростуть хвойно-широколистяні та широколистяні ліси з дубами, кленом, бархатом, в'язом, вище вони змінюються ялиново-ялицевими (до 500–600 м) лісами, ще вище – лісами з кам'яної берези та сланкими зарослями кедра та вільхи.

◎ 2. АМУРО-САХАЛІНЬСКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА

Амуро-Сахалінська фізико-географічна країна об'єднує приморські території з подібними природними умовами, що визначаються спільною історією розвитку у неоген-четвертинний час та пануванням мусонного помірного типу клімату.

Тектонічно вона належить до двох геосинклінальних поясів – Далекосхідного мезозойського та Тихоокеанського кайнозойського.

Рельєф Амуро-Сахалінської Азії представлений чергуванням низьких і середньовисоких гір – *Буреїнський хребет, гори Сіхоте-Алінь, Великий та Малий Хінган, Маньчжуро-Корейські гори*, гори о. Сахалін, та міжгірних і прибережних високих і низьких рівнин – *Амуро-Зейська, Середньоамурська, Саньцзян і Дунбей* (Маньчжурська рівнина).

Основними типами морфоструктури є: низькі та середньо-високі брилово-складчасті мезозойські гори; низькі складчасті кайнозойські гори; денудаційні пластові високі рівнини; акумулятивні пластові низовинні рівнини.

Клімат країни має чітко виражений мусонний характер помірного поясу. Взимку тут панують північні та північно-західні вітри (зимовий континентальний мусон), які приносять із глибини материка холодне сухе повітря. Тому зима холодна та малосніжна. Середня температура січня змінюється від -8°C на півдні до -34°C на півночі. Влітку з півдня і південного заходу приходять теплі та вологі повітряні маси, що приносять мусонні дощі. Середня температура липня становить $+15^{\circ}\text{C}$, $+16^{\circ}\text{C}$, а на півдні до $+22^{\circ}\text{C}$.

Більша частина опадів випадає протягом липня–серпня. Іноді з Японського моря приходять тайфуни, вони супроводжуються зливовими дощами. Літні мусонні дощі призводять до сильних розливів річок і спричиняють катастрофічні повені. А загалом за рік у країні випадає 500–700 мм опадів на рівнинах, 700–800 мм – на низькогір'ях і до 1 000 мм – на середньогір'ях.

Ріки країни належать до морів басейну Тихого океану. Переважає дощове живлення, незначна частка припадає на снігове та ґрунтове. Гідрологічний режим рік зумовлений мусонним кліматом і характеризується вираженою літньо-осінньою повинню та зимовою меженню. Весняна повінь, яка формується за рахунок танення снігу, виражена слабо.

Найбільшою з річок країни є *Амур*. Його довжина від місця злиття річок Шилки й Аргуні – 2 850 км. У гирлі Амур утворює широкий лиман, де спостерігаються припливи заввишки до 3 м. Озера Амуро-Сахалінської Азії за походженням улоговин поділяються на залишкові, тектонічні, вулканічні, лагунні. Найбільшим із озер є оз. *Ханка* (4 190 км²), що має залишково-тектонічне походження. Воно займає мультподібну тектонічну депресію, тому глибина незначна (до 10 м), схили дуже пологі та низовинні, береги заболочені.

Ґрунтово-рослинний покрив країни характеризується багатством та різноманітністю видового складу, а його поширення визначають географічне положення, рельєф та відмінності кліматичних умов території.

Сахалінська фізико-географічна область

Острів Сахалін витягнутий майже меридіонально на 950 км та належить до області кайнозойської складчастості Тихоокеанського поясу. Тектонічні рухи у південній частині острова тривають і нині та виражені в інтенсивній сейсмічності. Рельєф визначається геолого-тектонічною будовою та характеризується переважанням невисоких гірських масивів. Низовина займає тільки північну частину острова та складена осадовими товщами. Вздовж західного узбережжя тягнеться Західний хребет,

який на півдні продовжується Південнокамишовим. У середній частині острова, вздовж східного узбережжя простягається Східний хребет, на якому розташована найвища вершина острова – г. Лопатіна, 1 609 м. Ці хребти розділені Тимь-Поронайським долом. Гірські хребти відповідають антиклінальним зонам, а смуга понижень, що їх розділяє – синклінорію.

Клімат Сахаліну помірний мусонний, з холодними сухими зимами та прохолодним вологим літом. На Північносахалінській низовині трапляються плями багаторічної мерзлоти. Східні схили острова є зволоженішими та холоднішими внаслідок впливу холодного Охотського моря. Південна частина острова потрапляє під вплив теплої Цусімської течії, тому зимові та літні температури є вищими, відповідно -8°C та $+16^{\circ}\text{C}$. В осінній період часті тайфуни.

У ґрунтовому покриві переважають тайгові та тайгово-болотні ґрунти.

Рослинний покрив визначається кліматичними умовами та рельєфом. Північно-Сахалінську низовину займають заболочені тайгові рідколісся з даурської модрина, на краще дренованих підняттях – тайга з аянської ялини. Рівнини Тимь-Поронайського долу вкриті луками, трав'янисто-чагарниковими болотами та модриновими рідкостійними лісами. Схили Східного хребта займає ялиново-ялицева тайга (ялина аянська, ялиця сахалінська, модрина даурська), а вище – сланкі кедрівники. На Західному хребті – ялинові та ялиново-ялицеві ліси. У південній частині острова є залишки хвойно-широколистяних лісів на бурих ґрунтах із переважанням маньчжурської флори – монгольського дуба, клена та зарослів курильського бамбука.

Гірська Приморська фізико-географічна область

До цієї області належить *Сіхоте-Алінь, Буреїнський хребет, Великий та Малий Хінган*, а також *Маньчжуро-Корейські гори*.

Буреїнський хребет – це назва гірської системи, протяжністю понад 400 км, розташованої між рікою Буреєю на заході та притоками нижнього Амуру на сході, що об'єднує кілька розрізнених

середньовисоких гірських хребтів і кряжів. Більшість із них має субмеридіальне та меридіальне простягання з поступовим пониженням висот у південному напрямку. Рельєф представлений широкими пасмами зі згладженими формами та куполоподібними вершинами, тільки в Баджальському хребті та на високих північних хребтах переважають альпійські форми, сформовані плейстоценовим каровим зледенінням. Загалом ця система відповідає Хінгано-Буреїнському масиву герцинської складчастості та складена гранітами, гнейсами, сланцями й осадовими та ефузивними породами.

Клімат характеризується значною кількістю опадів (від 500 до 1 000 мм) із літньо-осіннім максимумом, холодною зимою з середньосічевими температурами у північних частинах до -34°C та доволі прохолодним літом $+15^{\circ}\text{C}$, $+17^{\circ}\text{C}$. Повсюдно поширена багаторічна мерзлота, суцільна на півночі та острівна у центральній частині та на півдні. Нижні частини схилів вкривають ялиново-ялицеві ліси, середні – гірські модринові, на вершинах переважає гірська тундра.

Малий Хінган є південним продовженням Буреїнського хребта, має подібний, але з меншими висотами (до 1 150 м) рельєф, зумовлений спільною геолого-тектонічною структурою. Більша, південна частина масиву має субширотне та північно-східне простягання, північна – субмеридіальне. Вони розділені глибоким каньйоном долини Амуру. Поширена острівна багаторічна мерзлота. У межах західного підніжжя розташована група сплячих вулканів Удаляньчи. На півночі гори вкриті ялиново-березовими лісами та модриновою тайгою, на півдні – широколистяними лісами.

Великий Хінган – це складна гірська система, в яку об'єднують розрізнені хребти, масиви, кряжі та окремі гори, що простягається майже на 1 200 км із південного заходу на північний схід. Рельєф характеризується низько- та середньовисоким рельєфом, асиметричністю схилів (західний – короткий пологий, східний – довгий, крутий та сильно розчленований на відроги), переважанням плоских вершин. У північній частині хребта розвинута

багаторічна мерзлота і пов'язана з нею заболоченість. Майже всю північну частину Великого Хінгану покриває світлохвойна тайга (переважно з даурської модрини), на півдні вона поступово переходить у хвойно-широколистяні ліси, які змінюються лісо-степом та степом (рис. 24).



Рис. 24. Великий Хінган

Система *Сіхоте-Аліня* складена кількома паралельними хребтами субмеридіального простягання з середніми висотами 700–1 000 м, розчленованими мережею річкових долин. Північна частина є дещо вищою, до 1 500–1600 м (найвища 2077 м), південна місцями платоподібна, оскільки перекрита четвертинними базальтами. Хребти розділені поздовжніми долинами, що успадкували тектонічні западини. Сіхоте-Алінь – це мезозойська складчаста гірська система, тільки вузька смуга узбережжя Японського моря належить до вулканогенного поясу кайнозойської області. Складені вони переважно піщано-сланцевими та вулканогенними породами, пронизані численними інтрузивними тілами та місцями перекриті пліоценовими та нижньочетвертинними андезито-базальтовими лавами, що виливалися на фоні вулканічної

діяльності. У плейстоцені в горах розвивалося зледеніння. Ландшафти Сіхоте-Аліня розвиваються за достатньої зволоженості (понад 1 000 мм) і чіткої зональності температурних умов. Переважають гірсько-лісові ландшафти. У південній частині поширені хвойно-широколистяні та широколистяні ліси маньчжурського типу на бурих лісових ґрунтах. Нижні частини схилів зайняті широколистяними лісами, з домішкою корейського кедра та ялиці у верхньому ярусі, жовтою березою, амурською липою, в'язом – у другому та густим підліском, перевитим ліанами. У північних районах верхня межа кедрово-широколистяних лісів поступово понижується і вони цілком замінюються хвойно-широколистяними лісами з ялиною аянською й ялицею білокорою. Вище поширені хвойні ялицево-ялинові ліси. Над межею лісу – сланкі зарослі кедра, рододендрона, а на найвищих вершинах – зона гірських лишайниково-чагарникових і лишайникових тундр.

Маньчжуро-Корейські гори широкою смугою (до 500 км) простягаються від середньої течії ріки Уссурі до Ляодунського півострова. Різномірні у тектонічній будові (північно-східна частина – структури герцинської складчастості, південно-західна – докембрійський щит) вони в кайнозої були припідняті, що супроводжувалося розломами та виливами базальтів. Клімат помірний мусонний з теплим літом (+18°C, +24°C) та холодною зимою (до -22°C). У центральній та східній частинах поширені хвойні та широколистяні ліси, у пригребневих частинах – сланкі чагарники.

Фізико-географічна область Приамурсько-Маньчжурських рівнин

До цієї області належать *Амурсько-Зейська рівнина* (в її межах виділяють Амурсько-Зейське плато, Зейсько-Бурейську (в нижній течії Зеї та Буреї) та Бурейську рівнини), *Середньоамурська рівнина* (її південну частину, розташовану в нижній течії Сунгарі називають Саньцздзян), *Нижньоамурська рівнина* та *Маньчжурська рівнина* (її інші назви Дунбей або Сунляо), а також височини, що їх розділяють.

Майже вся територія належить до тектонічної області мезозойської складчастості та відповідає зонам тектонічних опускань. Розташування у помірному поясі мусонного клімату визначає основні кліматичні характеристики – холодна малосніжна зима та вологе літо, часті осінні тайфуни. Літні температури знижуються у східному (охладжуючий вплив океану) та північному напрямках, зимові – у західному (вплив Сибірського антициклону) та північному. В області, окрім її крайньої південної частини, поширена острівна багаторічна мерзлота, що разом зі зниженим рельєфом і надмірним зволоженням призводить до розвитку заболочення. Ґрунтово-рослинний покрив змінюється від світлохвойної модринової тайги Амуро-Зейського плато до мішаних та широколистяних лісів маньчжурського типу і лучних степів Середньоамурської рівнини та степів Маньчжурії.

Амурсько-Зейське плато розташоване по лівобережжю середньої течії Амуру на межиріччі Амуру та Зеї. Переважає рівнинний, увалистий та горбисто-увалистий рельєф. Південна частина плато має висоти в межах 300–350 м, північна – до 500 м із останцевими масивами до 904 м.

Зейсько-Бурейська рівнина у східній частині має розчленований увалистий рельєф із висотами до 300 м, західна частина – це терасована долина, що прилягає до русла нижньої Зеї, плоскіша і нижча (з висотами до 200 м).

Території Амуро-Зейського плато та Зейсько-Бурейської рівнини належать до області герцинської складчастості. Ці структури перекриті неогеновими та четвертинними відкладами й виходять на поверхню тільки на невисоких горбах по окраїнах плато.

Середньоамурська низовина (Амуро-Сунгарська рівнина) розташована між хребтами Сіхоте-Алінь, Хінгано-Бурейнським та Східноманьчжурськими горами. Вона характеризується плоскою заболоченою поверхнею з абсолютними висотами 40–80 м, подекуди піднімаються низькогірні останцеві масиви та конуси згаслих вулканів. У межах цієї рівнини в нижній течії Амурських приток Сунгарі та Уссурі виділяють *Сунгарську рівнину* (Сань-

цзян), яка займає тектонічну улоговину, заповнену осадовими породами. У рельєфі рівнина представлена плоскою заболоченою поверхнею з середніми висотами до 100 м, серед якої піднімаються окремі масиви заввишки понад 600 м. У час паводків, обумовлених літніми мусонами та осінніми тайфунами, більша частина рівнини затоплюється.

Нижньоамурська рівнина сформована широкою (кілька десятків кілометрів) заплавою Амуру з висотами до 50 м та його терасами. Плоский рельєф заплави в умовах вологого клімату визначають її заболочення. У західній, південно-західній та південній частинах низовини піднімаються острівні підвищення та низькогірні масиви висотою до 950 м – це останці зруйнованих гірських складок, складених палеозойськими пісковиками та сланцями.

Маньчжурська (Сунляо, Дунбей) рівнина займає тектонічну улоговину між горами Ляосі, Великим і Малим Хінганом та Маньчжуро-Корейськими горами. Рельєф плоский із переважаючими висотами до 200–300 м, а на південному заході до 100 м. Рівнину перетинає пологогорбистий вододіл, а вздовж підніжжя Малого та Великого Хінгану виступають групи вулканів (деякі з них діючі).

3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА Схід Південної Азії

Фізико-географічна країна Схід Південної Азії, або як її ще називають Східний Китай, охоплює територію басейнів Янцзи та Хуанхе, у межах яких сформувалися *Велика Китайська рівнина* та *Сичуанська* (Червоний басейн) улоговина, а також гори, що їх оточують: *Південнокитайські* (Наньлін та Ушань) гори, *хребет Ціньлін*, та *Юньнань-Гуйчжоуське нагір'я*. До цієї країни також належить півострів *Корея* та великі острови материкового походження *Тайвань* і *Хайнань*.

Тектонічно країна належить до Китайської платформи, що була розбита на окремі блоки, між якими сформувалися палео-

зойські та, переважно, мезозойські споруди. На островах поширені мезозойські (яньшаньські) структури, що зазнали зміни під час палеогенового складкоутворення. Складна геолого-тектонічна будова Південно-Східної Азії відображена у її рельєфі, що характеризується складним поєднанням середньовисоких і низьких епіплатформених гір із низькими улоговинами, сформованих на давніх масивах, акумулятивних низовин і рівнин, а також складно-брилових нагір'їв.

Значні території країни займають рівнини, найбільшою з яких є *Велика Китайська рівнина*, оточена з трьох боків невисокими горами та відкрита до Жовтого моря. Це молода (неогенового віку) акумулятивна низовина, в основі якої лежить велика синекліза Китайської платформи. Вона складена алювіальними відкладами ріки Хуанхе та її приток: пісками та глинами у східній частині та перевідкладеним лесом у західній. Поверхня низовини плоска, з висотами 40–45 м та загальним нахилом у бік моря. Подекуди наноси Хуанхе сформували її заплаву і русло вищими від навколишньої місцевості, тому вздовж берегів збудовані дамби. Одноманітність рельєфу подекуди порушується пасмами піщаних дюн та виходами на поверхню кристалічного фундаменту, зокрема Шаньдунський масив (висоти до 1 500 м) умовно розмежовує басейни Хуанхе й Янцзи. У південній частині Великої Китайської рівнини, що охоплює нижню течію Янцзи рельєф представлений поєднанням різнонапрямлених середньовисоких гір, які сформувалися внаслідок перетворення мезозойським (яньшаньським) орогенезом Південнокитайського кристалічного масиву та широких улоговин, в яких закладені тектонічні озера (оз. Дунтінху, оз. Поянху).

У середній течії Янцзи розташована *Сичуанська улоговина*, або Червоний басейн (назву визначають червоноколірні континентальні відклади (пісковики та глини), що сформувалися внаслідок розмивання оточуючих гір та заповнили синеклізу Китайської платформи). Ріки розчленували цю територію на кілька височин і сформували своєрідний ступінчастий амфітеатр, висоти якого змінюються від 1 000 м до 400 м, а внаслідок розвитку землеробства їхні схили штучно терасовані.

З півночі Сичуанську низовину оконтурює широтно витягнутий *хребет Ціньлін*. Ця гірська система складена кількома паралельними ланцюгами хребтів з середніми висотами близько 2 500 м (найвища вершина 4 100 м). Для неї характерна асиметричність хребтів – південний схил пологий та поступово переходить у гірські масиви басейну Янцзи, північний круто обривається до долини Хуанхе. В осьовій зоні збереглися сліди пенепленізації, бокові хребти мають гострі форми вершин.

На південь від Янцзи сформувалися мезозойські (яньшанські) середньовисокі *Південнокитайські гори*. Ця гірська система дугоподібної форми складена різноорієнтованими хребтами з переважаючими висотами 800–1 000 м. Гори мають складну геологічну будову, в якій поєднуються гранітні масиви, пісковики, сланці, вапняки. Розломи та інтенсивні вертикальні тектонічні рухи на вирівняних поверхнях цього масиву супроводжувалися вулканічними виливами. Південнокитайські гори – це об'єднана назва кількох масивів, найбільшими з яких є Уішань та Наньлін. *Уішань* – гірське пасмо з середніми висотами близько 650 м. *Наньлін* займає центральну найвищу (понад 2 000 м) частину Південнокитайських гір. Тут переважають короткі хребти субширотного простягання зі згладженими формами рельєфу, але густо розчленовані тектонічними долинами та з проявами карсту.

Східну частину *Корейського півострова* займають кристалічні масиви *Східнокорейських гір* (Тхебексан) із висотами до 1 900 м. Це складна система асиметричних (західний макросхил пологий, східний – обривистий) брилових хребтів зі значним ерозійним розчленуванням. На заході півострова розташована Західнокорейська рівнина, складена з кількох низовин, розділених пасмами горбів та низькогір'їв.

У південно-західній частині фізико-географічної країни під час останньої фази орогенезу утворилося дуже розчленоване ерозією *Юньнань-Гуйчжоуське нагір'я*. Зазвичай у його межах виділяють два масиви – Гуйчжоуське плато (з висотами до 1 200 м) на сході та трохи вище Юньнанське нагір'я на заході. Останнє складене кристалічними та метаморфічними породами, які пере-

криваються мезозойськими вапняками, тому характеризується широким розвитком тропічного карсту.

Природні особливості південної окраїни материкової частини півдня Східної Азії та островів *Тайвань* і *Хайнань* визначаються окраїнним положенням, близькістю Північного тропіка та поширенням давніх складчастих структур, слабо перероблених новішими рухами. У рельєфі переважають середні та низькі гори й горбисті підвищення, що виходять до розчленованого бухтами узбережжя Південнокитайського моря. Вздовж узбережжя розташовано багато дрібних гористих островів та два великі – Тайвань площею 36 тис. км² та висотами понад 3 900 м, і трохи менший Хайнань, поверхня якого хвиляста та не досягає значних висот.

Фізико-географічна країна розташована у трьох кліматичних поясах: північна частина Великої Китайської рівнини – у помірному поясі, центральні райони – у субтропічному, а території, які лежать на півдні Південнокитайських гір – у тропічному поясі. Але весь цей регіон має яскраво виражений мусонний характер, що виявляється у сезонній зміні повітряних мас. Взимку переважають холодні та сухі повітряні маси, що проникають із Сибіру та Центральної Азії, тому над суходолом встановлюються найнижчі на земній кулі для цих широт середні січневі температури – від -4°C на півночі, до +18°C на півдні. Січнева ізотерма 0°C проходить по 34° пн. ш. Для всієї території є типовим вторгнення холодного повітря, тому морози та снігопади бувають навіть на тропіку.

Влітку на територію країни надходить тепле та вологе повітря з океану (літній морський мусон), тому літо спекотне та вологе. З віддаленістю від океану, а також у південному напрямку літні температури підвищуються від +22°C до +29°C. На півночі до 70% опадів приносить літній морський мусон, у південно-східній частині лише 40% опадів випадають влітку, оскільки на півдні Янцзи проходить зимовий полярний фронт, що спричинює опади. Тому у південно-східній частині країни зимовий сезон не є такий сухий, як у північній. Літні опади часто мають зливовий характер, тайфуни теж супроводжуються великими зливами.

За таких умов кількість опадів збільшується з півночі на південь та із заходу на схід. На півночі, у долині Хуанхе, їх випадає 400–500 мм, а на півдні – 1 500–1 700 мм.

Гідрологічна мережа країни представлена системою Янцзи, Хуанхе та Сіцзян, що належать до басейну Тихого океану. Вони мають мусонний тип водного режиму з переважанням дощового живлення. Для річок характерні високі паводки та значний твердий стік (Хуанхе посідає перше місце в світі за об'ємом твердого стоку). Найбільшими з озер країни є озера заплavno-тектонічного походження – Дунтінху та Поянху, що розташовані в долині р. Янцзи і є регуляторами її стоку. Найбільші ріки Китаю з'єднані з Великим каналом, що простягається в меридіальному напрямі на 1 700 км.

Характер ґрунтового та рослинного покриву в межах країни дуже різноманітний, а хребет Ціньлін виступає важливим бар'єром, оскільки на північ від нього поширена рослинність помірного типу, де ліси поєднувалися з безлісими просторами, а на півдні переважали субтропічні ліси з багатим видовим складом.

Ґрунтовий покрив представлений у горах бурими, на низькогір'ях – коричневими ґрунтами, на Великій Китайській рівнині – лучно-коричневими, а на півдні – жовтоземами та червоноземами.

У північних районах збереглися залишкові масиви широколистяних лісів (дуб, каштан, клен, в'яз), є сосна, туя, ялівець. На південь від Янцзи поширені субтропічні багатоярусні перевиті ліанами ліси. У них поряд з листопадними дубами, буками, кленами ростуть вічнозелені магнолії, лаври, дуби, камфорове дерево та хвойні – південні сосни, кипариси, подокарпуси. У нижніх ярусах поширені камелії, рододендрони, віялові пальми. Трапляються релікти мезозойської ери – гінкго білоба, неогенового періоду – китайська метасеквойя. Субтропічні ліси поширені до висот 500–1 000 м, вище вони змінюються листопадними лісами помірного типу з домішками хвойних.

У горах Південного Китаю, що лежать у тропічних широтах, основними лісоформуючими породами були камфорне та санда-

лове дерева, ліквідамбар, фікуси. Густі зарослі формують бамбуки (їх є близько 40 видів). На Юньнаньському нагір'ї – фікуси, алойне, хлібне, китайське тюльпанове дерево, бархат китайський та інші, вище – юньнаньська сосна, сосна Арманда, кедр великолусковий. У цих лісах збереглися панди, лемури, леопарди, чорний гімалайський ведмідь.

Схід Південної Азії належить до територій з найвищою густотою населення Землі, що при розвитку інтенсивного виробництва призвело до значних антропогенних змін природних ландшафтів.

4. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ЯПОНСЬКІ ОСТРОВИ

Японські острови витягнуті з півночі на південь від 45° пн. ш. до 24° пн. ш., тобто від помірних до тропічних широт і складаються з 1 042 островів, згрупованих в архіпелаги. Загалом виділяють дві острівні дуги – північну (велику) та південну. До складу північної острівної дуги входять чотири великі острови – *Хоккайдо*, *Хонсю*, *Сікоку* та *Кюсю*, та безліч дрібних островів, що їх оточують. До складу південної острівної дуги входять дрібні острови архіпелагу *Рюкю*.

Острови утворилися внаслідок відокремлення від материка роздрібнених масивів суходолу, які ще на початку четвертинного періоду мали зв'язок із Азією. Положення островів у межах сучасної Тихоокеанської геосинклінальної зони спричинює інтенсивну сейсмічність і вулканічну діяльність. В Японії 150 вулканів, 40 з яких діючі. Серед них найвища точка Японії – діючий вулкан Фудзіяма (3 776 м). Вулканізм найактивніше проявляється на повернутому до материка боці, а найвища сейсмічність характерна для Тихоокеанського узбережжя о. Хонсю.

У формуванні рельєфу велике значення мав герцинський орогенез. У мезозої герцинські структури були докорінно перетворені яньшаньським складкоутворенням, що супроводжу-

валося інтенсивними інтрузіями. У кайнозої відбулося деяке збільшення площі Японських островів внаслідок утворення молодих складчастих гір. По розломах, що виникли, відбувалися диференційовані вертикальні переміщення окремих виположених масивів та активна вулканічна діяльність. Як наслідок сформувався мозаїчний, переважно середньогірний та горбистий рельєф.

Рівнини займають менше 20% площі островів. Це переважно сильно розчленовані алювіальні берегові низовини, у яких простежується кілька терасових рівнів, що відображають неодноразові вертикальні підняття території. Інші ділянки рівнин приурочені до витягнутих міжгірних улоговин у внутрішніх районах островів. У розташуванні гір відображається чітко виражене поздовжнє простягання.

Острів *Хоккайдо* є найпівнічнішим та другим за площею островом у Японському архіпелазі. У рельєфі острова переважають складчасто-брилові гори. Основні гірські хребти простягаються діагонально та перетинаються у Центральному гірському масиві, найвищі вершини якого представлені вулканами з висотами понад 2 000 м. Третину острова займають рівнини.

Острів *Хонсю* є найбільшим островом архіпелагу і характеризується гористим рельєфом. У його північній частині простягаються три поздовжні пасма середньовисоких гір, розділених долинами та улоговинами. Осьове положення займає хребет Оу, центральні та західні пасма увінчані вулканами. У середній частині острова розташовані *Японські Альпи* – найвищий гірський масив Японії. Вони складені трьома меридіально витягнутими пасмами з висотами понад 3 000 м та характеризуються густим тектонічним та ерозійним розчленуванням, глибокими ущелинами, льодовиковими цирками та типовим альпійським рельєфом. Найвищі вершини більшу частину року вкриті снігом. У зоні Великого Японського грабена, який перетинає острів від узбережжя Тихого океану до Японського моря, піднімаються високі конуси діючих вулканів. Найбільшим з них є Фудзіяма – стратовулкан правильної класичної форми, що став символом Японії. На тихо-

океанському узбережжі о. Хонсю є найбільші рівнини, де розташовані великі міста та порти.

Острів *Сікоку* представлений невисокими гірськими пасмами субширотного простягання зі зладженими формами. На півдні та в центральній частині гори піднімаються майже до 2 000 м. На узбережжі переважають рівнини.

Рельєф острова *Кюсю* гористий, його складають низько- та середньогірні хребти різної орієнтації та лавові плато. На заході острова є невеликі рівнини, на північному заході – невисокі (до 1 000 м), а на південному сході – середньовисокі гори. Найвищою точкою острова є згаслий вулкан Кундзю (1 788 м). Гори складаються, переважно, породами вулканічного походження, гранітами та сланцями. На Кюсю розташований один із активних японських вулканів – Асо (1 592 м).

Дуга архіпелагу *Рюкю* простягається на 1 200 км у Східнокитайському морі. Її формують 98 невеликих островів, складених палеозойськими відкладами, на які насажені вулканічні конуси, три з яких діючі, також є острови коралового походження.

Клімат Японських островів мусонний субтропічний та помірний. Низовини Кюсю, Сікоку, південних і східних узбереж Хонсю аж до рівнини Канто характеризуються субтропічним кліматом, тоді як у горах більш прохолодно. Низовинам північного Хонсю та Хоккайдо притаманні більш контрастні кліматичні умови з холодною зимою і коротким літом. В інших частинах країни простежують різні варіації клімату залежно від особливостей рельєфу, особливо експозиції схилів. Зимовий мусон приносить із північного заходу повітря Азійського антициклону, яке значно зволожується та прогрівається над теплим Японським морем, а також морські повітряні маси із західної країни Алеутського мінімуму. Вони зволожують західні узбережжя островів, особливо північних. На острові Хоккайдо встановлюється потужний сніговий покрив. Літній південно-східний мусон хоч і є слабшим, але приносить тепле морське тропічне повітря з Тихого океану та більше зволожує притихоокеанські узбережжя та навітряні схили гір. Вплив морських повітряних мас та проходження над островами полярного

фронту з інтенсивною циклонічною діяльністю як в зимовий, так і в літній періоди, зумовлюють значну кількість опадів – від 950 мм на сході о. Хоккайдо до 3 800 мм на навітряних схилах гір о. Хонсю. Менш зволуженими є міжгірні улоговини та узбережжя Японського моря. Важливу роль у формуванні клімату островів мають течії. Південна частина островів є під впливом теплої течії Куросіо, острови розташовані на північ 38° пн. ш. омиває холодна Курильська течія. Її вплив посилюється влітку та спричинює підвищену вологість повітря, зниження температури, тумани. Взаємодія холодних та теплих течій зумовлює значну різницю у кліматі північної та південної частини островів архіпелагу – січневі температури на о. Хоккайдо -10°C, на півдні Кюсю +8°C, а на південних островах архіпелагу Рюкю +17°C. У літній період температури змінюються від +18°C на о. Хоккайдо до +25, +27°C на півдні о. Хонсю. У літньо-осінній період над південними островами з південного заходу на північний схід проходять тропічні тайфуни (10–15 за сезон), що супроводжується потужною хмарністю, сильними та тривалими зливами й ураганним вітрами.

Значне зволоження зумовило формування густої гідромережі. Ріки радіально стікають із центральних гірських підняттяв, вони короткі (найдовші заведве перевищують 300 км), порожисті, переважно повноводні. У гідрологічному режимі рік західного схилу виражений зимовий максимум стоку, східного – літній. Озер багато, переважають вулканічні (кратерні, кальдерні, підпружені лавами) озера, на приморських низовинах є лагунні з солонуватою водою. Найбільшим є озеро *Біва*, сформоване у неглибокій тектонічній улоговині о. Хонсю.

У рослинному покриві Японських островів переважають ліси, які, незважаючи на значну густоту населення, займають 2/3 її території. Вони багаті та різноманітні за видовим складом, адже поряд з острівними ендеміками (криптомерія, японський кипарис, японська сосна) характерні види, спільні зі Східним Китаєм. З півночі на південь ґрунтово-рослинний покрив змінюється від помірних до тропічних лісів, а в горах чітко проявляється вертикальна зональність.

Північна частина о. Хоккайдо вкрита ялиново-ялицевою тайгою, в якій переважає ялина аянська, ялиця сахалінська, подекуди трапляється модрина. Нижній ярус формують тис, береза, в'яз, бамбук. Під хвойними лісами переважають підзолисті ґрунти.

На півдні Хоккайдо та на півночі Хонсю переважають широколистяні ліси на бурих ґрунтах. Вони густі, багатовидові та обвиті ліанами, з дубами та буками, трапляються клени, ясен, липа. У підліску магнолія, дикорослі слива та вишня та вічнозелені чагарники – аралія японська, камелія, чайний кущ, багато в'юнких – виноград, гортензії, гліцинії. З висотою домішуються хвойні – криптомерія японська, кипарисник горохоплідний, різні види сосни. На гірських схилах понад 500 м широколистяні ліси змінюються хвойними. Верхню межу лісу формують зарослі сланкого кедр. На висотах від 1 500 до 2 500 м поширені субальпійські та альпійські злаково-різнотравні луки.

На півдні 39^о–38^о пн. ш. на о. Хонсю нижні частини схилів вкривають вічнозелені субтропічні ліси на червоноземах та жовтоземах, а листопадні та хвойні піднімаються вгору. Основними лісоформуючими породами є вічнозелені дуби (гостроконечний, гострий, сизий та ін.), лаврові (камфорний лавр, ліцея японська), японські види сосен, туї, японський кипарис, криптомерії, тиси. У підліску поширені бамбуки, трапляються азалії, магнолії, аукуба та ін. На Кюсю в підліску зростають банани та пальми, а у верхньому ярусі багато фікусів.

Південна частина Японських островів (острови Рюкю) вкрита вологотропічними лісами, в яких ростуть пальми, саговники, деревоподібні папороті, ліани та епіфіти.



ПИТАННЯ ДЛЯ КОНТРОЛЮ ТА САМОКОНТРОЛЮ

1. Зазначте причини інтенсивної сейсмічності та вулканічної активності Курило-Камчатської фізико-географічної країни.
2. Охарактеризуйте чинники формування клімату Курило-Камчатської фізико-географічної країни.

3. Проаналізуйте вплив геолого-тектонічної будови на сучасний рельєф Камчатки.
4. На основі яких природних умов виокремлюється Амуро-Сахалінська фізико-географічна країна?
5. Охарактеризуйте клімат Амуро-Сахалінської фізико-географічної країни.
6. Проаналізуйте особливості гідромережі Амуро-Сахалінської фізико-географічної країни: умови формування мережі, живлення, гідрологічний режим.
7. Опишіть геолого-тектонічну будову Амуро-Сахалінської фізико-географічної країни.
8. Опишіть рельєф Амуро-Сахалінської фізико-географічної країни.
9. З'ясуйте відповідність рельєфу й тектонічної будови Приамуро-Маньчжурської рівнини.
10. Опишіть ґрунтово-рослинний покрив Амуро-Сахалінської фізико-географічної країни, вкажіть його особливості.
11. Проаналізуйте відповідність орографії та тектонічної будови фізико-географічної країни Схід Південної Азії.
12. Охарактеризуйте чинники формування клімату Сходу Південної Азії.
13. Поясніть причини формування мусонного клімату Сходу Південної Азії.
14. Які чинники сприяють формуванню катастрофічних паводків на великих ріках Сходу Південної Азії?
15. Опишіть ґрунтово-рослинний покрив Сходу Південної Азії.
16. Охарактеризуйте екологічні проблеми Сходу Південної Азії.
17. Вкажіть причини інтенсивної сейсмічності та вулканічної активності Японських островів.
18. Опишіть клімат Японських островів та вкажіть основні чинники його формування.
19. Проаналізуйте особливості ґрунтово-рослинного покриву Японських островів: поширення, видовий склад.

2.8. ПІВДЕННО-СХІДНА АЗІЯ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ІНДОКИТАЙ.
2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА МАЛАЙСЬКИЙ АРХІПЕЛАГ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 1 : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Flora of Peninsular Malaysia / R. Kiew. [and oth.]. // Forest Research Institute Malaysia. Edition: Malayan Forest Records. – 2010. – № 49. URL : <https://www.biodiversitylibrary.org/part/229570>



1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ІНДОКИТАЙ

До цієї фізико-географічної країни належить одноіменний півострів, північна частина півострова Малакка, а також Нікобарські та Андаманські острови. Від інших південних півостровів Євразії відрізняється розчленованістю берегової лінії, складністю геолого-тектонічної будови та рельєфу, що у поєднанні з кліматичними умовами (розташований на південь від Північного тропіка) створює значну ландшафтну різноманітність.

У будові Індокитаю простежують кілька різновікових структур, найдавнішими з яких є докембрійські кристалічні блоки Китайської платформи, підняті на різні висоти та перекриті молодшими відкладами. У рельєфі вони представлені плато Ко-

рат, нагір'ям Шань та алювіальною рівниною низів'я Меконгу. Герцинський орогенез зі сходу, а мезозойський (яньшаньський) із заходу причленували до цих блоків меридіально витягнуті складчасті системи. Мезозойський орогенез супроводжувався гранітними інтрузіями та розломами, по яких блоки були підняті на різну висоту. Альпійський (гімалайський) орогенез спричинив загальне склепінчасте підняття давніших споруд, сформував Західнобірманські гори, Араканські (Ракхайн) гори й прогин Іраваді, та продовжився на Нікобарських та Андаманських островах. Ці процеси супроводжувалися активним вулканізмом, розломами та скидами.

Історія формування відображена у рельєфі Індокитаю, де переважають хребти меридіонального простягання, між якими на півночі розташовані великі нагір'я, а на півдні – алювіальні рівнини.

На заході півострова піднімаються *Араканські (Ракхайн) гори*, представлені системою середньовисоких паралельних хребтів із крутими схилами та глибокими ущелинами. У формуванні рельєфу північної, вищої частини гір велике значення мали гляціальні процеси, на що вказують згладжені вершини, трого та цирки. Східніше, у широкому міжгірському прогині розташована горбиста акумулятивно-денудаційна рівнина Іраваді. В її південній частині піднімається невисокий (800 м) хребет Пегу – приклад новітніх тектонічних складчастостей з активною сейсмічністю, а його найвищою вершиною є погаслий вулкан. Південна частина цієї рівнини – це велика алювіальна, місцями заболочена низовина, яка утворилася при злитті дельт рік Іраваді та Сітуана (протікає східніше). На сході стрімким уступом над цією рівниною піднімається *Шаньське нагір'я*. Це нагір'я, а також далі на південь розташовані хребти, складені зім'ятими в складки кристалічними породами. Тому гори мають характер складчасто-брилових нагір'їв із залишками пенепленізованих поверхонь, у рельєфі відображені згладженими хребтами та округлими вершинами, але з глибоко врізаними молодими тектонічними та ерозійними долинами. Шаньське нагір'я у східній частині формує

гірський район важкодоступних глибоко розчленованих ерозійними долинами хребтів із висотами 2 000–2 500 м. Його західна частина нижча, переважно складена вапняками з проявами карсту, а різновисокі блоки надають їй вигляд ступінчастого плато (рис. 25). Карстові процеси розвиваються у вапняках пермського та кам'яновугільного віку і представлені як тропічним карстом, так і провальньо-карстовими й залишково-карстовими формами. На південь від Шаньського нагір'я паралельно простягаються смуги сильно розчленованих хребтів із висотами до 2 000 м, які поступово знижуються на півострові Малакка. Їхні осьові частини, складені гранітними інтрузіями, мають округлі вершини та круті схили з ерозійними врізами.



Рис. 25. Шаньське нагір'я

Східну частину Індокитайського півострова займають масивні асиметричні *Аннамські* (Чионгшон) гори із середніми висотами до 2 000 м. Їхній східний схил круто обривається до вузької узбережної смуги Південнокитайського моря, тільки у північній частині розташована велика рівнина, якою протікає ріка Хонгха (Червона). Західний схил Аннамських гір поступово переходить у невисокі горби та хвилясті плато, що прилягають до алювіальної низовини Меконга. У північній частині цієї низовини розташоване велике плато *Корат*, складене мезозойськими пісковиками, обмежене із заходу та півдня крутими уступами.

На його плоскій поверхні, розчленованій долинами Меконга та її приток виділяють три рівні четвертинних терас. Рівнини Меконга та Менаму закінчуються дельтами, розділеними середньовисокими горами *Кравань* (Кардамоновими), що є виступом на поверхню кристалічних порід давньої платформи.

Для Індокитаю характерний клімат екваторіальних мусонів (субекваторіальний за класифікацією Б. Алісова). Взимку над країною панують північно-східні вітри. Оскільки Індокитай не закритий від інших частин материка широким орографічним бар'єром (його гірські системи витягнуті з півночі на південь і не перешкоджають проникненню континентальних повітряних мас із півночі), холодне повітря з континентальним мусоном глибоко проникає на півострів і викликає похолодання, яке проявляється аж до 15^о пн. ш. Тому у північній частині півострова середні температури найхолоднішого місяця на висоті до 1 000 м не перевищують +15^оС. На Шаньському нагір'ї (висота 1 200 м) середня січнева температура близька до 0^оС, трапляються тривалі заморозки. На півдні вплив холодних континентальних повітряних мас не відчувається, тому січневі температури досягають +21^оС, +23^оС, а на півдні +25^оС. У цей сезон добре зволожується східне узбережжя півострова, оскільки проходячи над Південнокитайським морем північно-східні вітри насичуються вологою, яку залишають на схилах Аннаманських гір (1 500–2 000 мм за рік).

Для більшої частини Індокитаю основну масу вологи приносять південно-західні екваторіальні мусони. Найбільше дощів випадає на західному узбережжі, яке є найвологішим районом Індокитаю з річною сумою опадів понад 3 000 мм (80 % випадає у літній сезон). У внутрішніх районах літній максимум зберігається, але кількість опадів зменшується до 1 000 мм. Найменш зволуженими є внутрішні низовини та плато (500–700 мм). Північний Індокитай у літній період потрапляє під вплив південно-східного мусону та теж добре зволожується. Зливові опади цього мусону часто супроводжують тайфуни, які приходять із Південнокитайського моря з липня по вересень. Середня липнева температура на півночі півострова +28^оС, але найспекотнішим є не липень, а

квітень, який передує початку екваторіального мусону. На півдні півострова середні квітневі температури $+29^{\circ}\text{C}$, а на внутрішніх рівнинах $+30^{\circ}\text{C}$.

Індокитаю має густу розгалужену гідрологічну мережу. Всі великі ріки починаються в Гімалаях чи Тибеті, перетинають гірські хребти та плоскогір'я Індокитаю, але нижніми течіями виходять на широкі низовини, ними ж сформовані. У дельтах і низів'ях цих рік розташовані великі порти та столиці держав Індокитаю. Всі ріки мають виражений мусонний режим, що характеризується різкою сезонною зміною витрат. Найбільшими водними артеріями півострова є Меконг, Іраваді, Салуїн, Менам, Хонкха (Червона). *Меконг* є найдовшою з них – 4 500 км, бере початок у Тибетському нагір'ї, у верхній та середній течії проходить по глибоких порожистих ущелинах, а при виході на Камбоджійську низовину розширюється та розпадається на кілька рукавів, при впадінні в Південнокитайське море утворює величезну дельту. Стік Меконгу зарегульований озером *Тонлесап*, яке з'єднане з рікою протокою. Це озеро є найбільшим на півострові, ймовірно, лагунного походження, мілководне, сезонно змінює свою площу.

Флора Індокитаю належить до Індокитайської області Палеотропічного царства та характеризується значною різноманітністю, оскільки тут трапляються всі типи рослинного покриву тропічних широт – від вологих вічнозелених лісів до саван. Просторову диференціацію ландшафтів визначають рельєф та зволоженість (кількість та режим випадання опадів). Переважаючим типом природної рослинності півострова є ліси, які сьогодні займають майже 50% його території.

Ландшафти західного узбережжя (Араканські гори та їхнє північне продовження) мають багато спільних рис із ландшафтами Східних Гімалаїв. Навітряні схили до висоти 750 м вкривають багатоярусні вологі вічнозелені ліси на червоно-жовтих латеритних ґрунтах, для яких характерні диптерокарпові, червоне та рожеве дерево, різні види пальм, бамбуки, деревовидні папороті, епіфіти. Вище їх змінюють вічнозелені гірські ліси з переважанням дуба. Ще вище, у поясі 2 000–3 000 м на бурих ґрунтах поши-

рені хвойні (соснові) ліси з густим рододендроновим підліском. Вершини гір займають чагарники та луки. Сухіші завітрянні схили вкривають мусонні листопадні ліси, в яких трапляються тикові дерева, сейба, але значно менше ліан.

Для нагір'їв центральної частини півострова типовими є напіввічнозелені (листопадно-вічнозелені) дубово-каштанові ліси з домішками листопадних видів на червоноземах. Великі площі займають соснові ліси. Вище 2 000 м поширені змішані та хвойні ліси з переважанням тсуги, ялиці, ялини, берези, клена. Субальпійський пояс представлений березово-рододендроновим криволіссям, а вище 4 000 м трапляються фрагменти альпійських луків. На вапнякових пенепленах Шаньського нагір'я виникла антропогенна гірська трав'яна савана з поодинокими дубами та соснами.

На гірських схилах східного узбережжя із зимовим максимумом зволоження поширені густі мусонні листопадно-вічнозелені субекваторіальні ліси з ліанами та епіфітами на червоноземах. У верхніх частинах схилів у деревостані переважають дуб, сосна, араукарія.

На рівнинах та низовинах Індокитаю, які отримують меншу кількість опадів, панують мусонні ліси. На низовинах Меконгу та плато Корат переважають ксерофітні змішані ліси з акації, терміналій, бамбуків на чорних злитих і червоних ґрунтах. Внутрішні Меконг-Менамські рівнини, що характеризуються вираженішою зміною сухого та вологого сезонів, вкриті розрідженими ксерофітними лісами та вторинними зарослями, а також антропогенними саванами. У центральній, найбільш засушливій частині долини Іраваді, де тривалість сухого періоду досягає восьми місяців, а річна сума опадів становить 500–700 мм, на червоно-бурих ґрунтах поширені опустелені акацієві савани, які переходять у сухі рідколісся та чагарники з акацій, дальбегрій та молочаїв.

На низинних узбережжях неширокою смугою поширені мангрові зарослі, які поступово переходять у сезонно затоплюваний узбережний ліс, у складі якого переважають казуарини, пандануси, кокосові пальми.

Ландшафти рівнин і передгір'їв Індокитаю змінені – алювіальні низовини розорані та використовуються переважно для вирощування рису, у передгір'ях культивують неполивні культури – маниок, бавовник, на терасованих схилах – чай. Великі площі займають плантації бананів, гевеї, масляної пальми.

◎ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА МАЛАЙСЬКИЙ АРХІПЕЛАГ

До цієї фізико-географічної країни належать *Великі Зондські (Суматра, Ява, Калімантан, Сулавесі) острови, Малі Зондські острови, Молукські острови, Філіппінські острови* та південь півострова *Малакка*, а також багаточисленні групи дрібніших островів, що їх оточують. Загалом налічують понад 10 тис. островів, загальна площа яких перевищує 2 млн км². Вони розташовані по обидва боки від екватора між 18^о пн. ш. та 11^о пд. ш. у водах Тихого й Індійського океанів та об'єднують острови материкового, вулканічного та коралового походження.

Архіпелаг сформувався у межах двох геосинклінальних областей – Альпійсько-Гімалайської та Тихоокеанської, між якими розташована відносно стійка ділянка континентальної платформи, що формує більшу частину острова Калімантан (окрім вузької смуги східного узбережжя), півострів Малакка, північно-східну частину Суматри та дрібніші острови між ними. У її будові представлені докембрійські, палеозойські та тріасові відклади, які в мезозої (яньшаньський орогенез) були зім'яті в складки і прорвані гранітними інтрузіями.

В альпійську епоху горотворення мезозойські структури були розбиті скидами і зазнали диференційованих рухів. Частина з них була припіднята на різну висоту (брилові гори Калімантану та Малакки), інші опустилися нижче рівня океану (Малаккська протока, яка остаточного роз'єднала Азію та Австралію у післяльодовиковий час) або формувалися синклінальні прогини (низовини Суматри та Яви, східне узбережжя Калімантану) та

заповнювалися пухким матеріалом. Тоді ж формувалися складчасті пояси Малайського архіпелагу, утворені мезозойськими та палеоген-неогеновими вапняками, пісковиками й вулканічними породами. На складчасту основу були насаджені вулканічні конуси, на деяких островах вони утворюють неперервні ланцюги, зливаючись між собою. Утворюють вулкани і невеликі острови, найвідоміший з яких вулкан Кракатау (у 1883 р. частина острова була зруйнована внаслідок його потужного вибуху). Загалом для архіпелагу характерний інтенсивний вулканізм, тут розташовано більше як 330 вулканів, понад сотню з яких є діючими.

Окрім островів материкового та вулканічного походження для Малайського архіпелагу характерна велика кількість коралових островів. Їх найбільше у східній частині території, де вони формують великі дуги на межі мілководних ділянок та глибоководних западин, або поодинокі атоли та підводні рифи. На заході їх менше, вони поширені у центральній частині мілководних внутрішніх морів, де утворюють кілька архіпелагів.

У рельєфі Малайського архіпелагу переважають середньовисокі та низькі гори з вираженими альпійськими формами. Менші площі займають горбисті рівнини та низовини, складені алювіальними та морськими відкладами.

Калімантан є найбільшим островом архіпелагу (743 тис. км²) та третім за площею островом у світі. Він розташований у центральній частині Малайського архіпелагу та настабільніший у тектонічному відношенні (немає діючих вулканів). Центральну частину острова займають складчасто-брилові гори субширотного простягання з середніми висотами 2 000–3 000 м. Вони складені палеозойськими породами в тому числі гранітами і характеризуються незначним розчленуванням, плоскими різновисокими вершинними поверхнями (пенепленами) та крутими схилами. У північній частині розташована гора Кінабалу (4 101 м), що є найвищою вершиною острова та всього архіпелагу (рис. 26). Гори оточені смугою горбистих рівнин, а узбережжя займають алювіально-морські низовини, часто заболочені.



Рис. 26. Гора Кінабалу на о. Калімантан

У західній частині острова *Суматра* простягнувся альпійський гірський хребет із насадженими вулканічними конусами (12 з яких діючі) та вулканічними плоскогір'ями, східну частину займають великі алювіальні, переважно заболочені низовини. На острові *Ява* інтенсивно проявляється сучасний вулканізм – 136 вулканів, з яких 28 діючі. Окремі вулкани та їхні групи, насажені на неогенову складчасту основу, чергуються з вулканічними нагір'ями та улоговинами, заповненими вулканічними продуктами. На острові є гарячі сірчисті джерела, а його північна частина – алювіальна рівнина. Для *Малих Зондських* і *Молукських островів* характерна значна розчленованість рельєфу, а сучасний вулканізм пов'язаний з недавніми тектонічними розломами. Сильно розчленоване узбережжя острова *Сулавесі* та відсутність значних приморських рівнин спричинене скидовою тектонікою. Уздовж ліній скидів утворилися вулкани. Рельєф *Філіппінських* островів (до них належить понад 7 100 островів) представлений розчле-

нованими горами (переважно меридіонального простягання), плато та горбистими передгір'ями, багато вулканічних конусів, 12 з них є діючими.

Малайський архіпелаг розташований у двох кліматичних поясах: центральна частина – в екваторіальному, північна та південна країни в субекваторіальному південної та північної півкулі. Приекваторіальне положенням зумовлює постійно високі температури, а острівне розташуванням між Азією та Австралією – розвиток мусонної циркуляції. Середні температури повітря на рівнинах протягом року утримуються на рівні +25°C, +28°C, причому їхні добові амплітуди можуть бути вищими ніж сезонні. У горах, на висоті понад 1 500 м температура повітря змінюється в межах +15°C, +27°C, а на плато о. Ява (висота 1 500 м) при вторгненні зимового полярного повітря з Азії трапляються заморозки, на г. Кінабалу – нівальний пояс.

Кількість та режим випадання опадів визначає циркуляція повітряних мас. У зимовий для північної півкулі сезон північно-східний пасат (приходить з Тихого океану) залишає на північному сході о. Калімантан та сході о. Суматри значну кількість опадів. У літній сезон південно-західний мусон проходить через західну частину архіпелагу та зволожує її. Тільки схід о. Яви та Малі Зондські острови перебувають під впливом південно-східного сухого пасату, тому тут чітко виражений, хоч і нетривалий сухий сезон. У приекваторіальних районах опади випадають протягом всього року (не менше 100 мм за місяць, що призводить до перезволоженості) з чітко вираженим весняним і осіннім максимумом. Загалом, річна сума опадів змінюється від 4 000 мм на західних схилах до 1 500–1 800 мм на східних. На межі області простежується тенденція до посилення літніх та зниження зимових опадів. Сезонність зволоження більше виражена у східній частині архіпелагу, менше – в зоні впливу тихоокеанського мусону (Філіппінські острови). Філіппінські острови розташовані в зоні проходження руйнівних Тихоокеанських тайфунів, які утворюються наприкінці літа та восени і приносять велику кількість опадів (до 1 000 мм за добу).

Річкова мережа островів густа, річки здебільшого короткі, але повноводні. Вони мають дощове живлення та належать до екваторіального гідрологічного режиму. Верхня частина рік переважно гірська, порожиста, у пониззях вони течуть по заболочених низовинах у широких долинах та розділяються на численні рукави. Озера, яких є досить багато, невеликі за площею, та, переважно, вулканічного походження. Найбільшим є озеро Тоба на острові Суматра.

Флора Малайзії характеризується багатством видового складу та високим ендемізмом, що спричинене історією формування території. Тривалі сухопутні зв'язки з Азією та Австралією та давність флори обумовили її багатство, а переривання цих зв'язків у четвертинний період – високий ендемізм. Тільки на о. Ява відомо понад 6 тис. видів, а на о. Калімантан – понад 11 тис., не менше 30% видів є ендемічними. Значні території архіпелагу зайняті вологими екваторіальними лісами, основа яких збереглася з неоген-палеогенового часу у малозміненому вигляді. У розподілі рослинного покриву проявляється висотна поясність. Низовини та схили гір до висоти 1 300–1 500 м вкривають багатоярусні (до 10 ярусів) вічнозелені густі ліси, складені фікусами, диптерокарповими, мімозовими, сандаловими, поліандровими, пальмами (нараховують понад 300 видів) та іншими деревами, перевитими ліанами та епіфітами. У підліску є деревовидні папороті, банани, бамбуки. Під цими лісами формуються червоно-жовті фералітні ґрунти, а на вулканічних відкладах – вулканічні ґрунти (андосолі). На висотах 1 500–2 500 м, у поясі туманів та хмарності, де знижуються температури та збільшується вологість, поширені гірські ліси на бурих лісових ґрунтах. У них ростуть вічнозелені дуби, лаврові, магнолієві, хвойні (подокарпові), у підліску переважають рододендрони. Вище 3 500 м поширені зарослі чагарників та різнотравні луки.

У районах із тривалим сухим сезоном формуються мусонні ліси. На Малих Зондських островах, де під впливом південно-східного сухого пасату з Австралії з червня по жовтень виражений сухий сезон, поширені листопадні мусонні ліси та савани на чер-

воноземах. При домінуванні індо-малайської флори у цих лісах проявляється значний вплив австралійської флори, поширені тік, казуарини, терміналії та пальми нібонг. У саванах переважають високі (до 1,5 м) злаки – аланг-аланг (малайська тростина), дика цукрова тростина. Північні низовини острова Ява перебувають у дощовій тіні Калімантану, тому тут були поширені листопадні мусонні ліси з переважанням тікових та казуарин. Східні схили Філіппінських островів краще та рівномірніше зволожені, тому зайняті вічнозеленими мусонними лісами з переважанням диптерокарпових. Західні схили цих островів, де з грудня по квітень виражений сухий сезон, займають листопадні мусонні ліси, а сухі улоговини – савани та рідколісся. У мусонних лісах Філіппінських островів є цінні та ендемічні види – білий і червоний лауан, маяпис, апітонг.

Низинні береги та дельти рік займають густі вічнозелені мангрові ліси, у яких виражена послідовна зміна видового складу від вологіших формацій з переважанням ризофорів, авіценії, бругієр, до сухіших з пальми ніпа та пальми нібонго. На сухих узбережжях поширені кокосові пальми.

Острови Малайського архіпелагу заселені густо, але нерівномірно. Найбільшого антропогенного впливу зазнали мусонні ландшафти острова Ява, Малих Зондських, Молукських та Філіппінських островів, де великі рівнинні площі зайняті під рисові поля, на терасованих схилах низькогір'їв вирощують батат, земляний горіх, кукурудзу. Культивують гевею, хінне та кавове дерево, а також рослини, що дають прянощі (гвоздичне, мускатне, ванільне, кардамонове дерева, перець). Найменш заселеним та найменш дослідженим є острів Калімантан, тому його природні ландшафти збережені найкраще (понад 65% території займають природні ліси) де науковці щоразу відкривають нові види рослин і тварин.



ПИТАННЯ ДЛЯ КОНТРОЛЮ І САМОКОНТРОЛЮ

1. Опишіть геолого-тектонічну будову півострова Індокитай.
2. Проаналізуйте залежність основних форм рельєфу півострова Індокитай від його геолого-тектонічної структури.
3. Охарактеризуйте кліматичні умови фізико-географічної країни Індокитай.
4. Опишіть механізм формування мусонного клімату на півострові Індокитай.
5. Поясніть відмінності у зволоженні різних частин півострові Індокитай.
6. Охарактеризуйте особливості будови гідромережі Індокитаю та вкажіть причини її формування.
7. Опишіть висотну пояси Араканських гір.
8. З'ясуйте причини відмінностей ґрунтово-рослинного покриву західної та східної частин півострова Індокитай.
9. Проаналізуйте антропогенні зміни ландшафтів Індокитаю.
10. Поясніть зв'язок між рельєфом та походженням островів Малайського архіпелагу.
11. Поясніть причини активного вулканізму та високої сейсмічності островів Малайського архіпелагу.
12. Визначте вплив фізико-географічного положення Малайського архіпелагу на його кліматичні умови.
13. Визначте чинники формування кліматичних умов Малайського архіпелагу.
14. Проаналізуйте відмінності ландшафтів Малайського архіпелагу, вкажіть причини.

2.9. ПІВДЕННА АЗІЯ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ПІВОСТРІВ ІНДОСТАН.
2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ІНДО-ГАНГСЬКА НИЗОВИНА.
3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ГІМАЛАЇ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 1 : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Geography India. National Forest. URL : <https://www-tutorialspoint-com.translate.goog/geography/>

Searle M. P. Introduction to Himalayan tectonics: a modern synthesis / M. P. Searle, P. J. Treloar. // Geological Society. – London, Special Publications. – 2019. – Vol. 483. – P. 1–17. URL : <https://doi.org/10.1144/SP483-2019-20>

Міхелі С. В. Фізична географія Євразії: навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.



1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ПІВОСТРІВ ІНДОСТАН

До цієї країни належить півострів Індостан розташований на півдні Азії площею близько 2 млн км² та відділений від нього неглибокою Полкською протокою острів Шрі-Ланка площею понад 65 тис. км².

У тектонічному відношенні територія відповідає давній (архейсько-протерозойській) Індостанській платформі. Її кристалічний фундамент складений докембрійськими породами (гнейси, граніти, сієніти) виходить на поверхню у вигляді величезного Індійського щита на півдні країни та кількома меншими за пло-

цею щитами на півночі, а також на о. Шрі-Ланка. На північному заході поверхня перекрита потужним покривом базальтових лав (трапи), що виливалися у кінці мезозою. У східній частині платформи синклінали докембрійського фундаменту заповнені відкладами гондванської серії (континентальні та лагунні відклади палеозою-мезозою).

Більшу частину Індостану займають пенеplenізовані плато з середніми висотами 400-1 000 м. Тектонічними рухами ці плато були розбиті на блоки та розчленовані глибокими річковими долинами. На окраїнах Індостану, особливо на півночі острова, поширений останцевий рельєф, представлений острівними горами, кряжами, плато. Отже, більша частина півострова – це поєднання різновисоких рівнин із плоскими поверхнями та крутими схилами.

Широка долина р. Годаварі розділяє Індостан на дві частини: центральну та плоскогір'я Декан.

У центральній Індії розташоване плато *Малва* з середніми висотами близько 500 м, що є ніби північним продовженням плато Декан. Воно складене давніми породами і частково перекрите потужними лавовими покривами. На заході це плато перетинає субмеридіальний хребет *Аравалі* з висотами до 1 700 м. Він сформувався на окраїні Індостанської платформи, частина якої у протерозої зазнала горотвірних рухів, а після тривалої пенеplenізації була припіднята у мезозої. Це були останні горотвірні процеси на території Індостану. Південна окраїна плато Малва припіднята (понад 1 000 м) та глибоко розчленована річковими долинами на окремі масиви. Зі сходу до нього прилягає плато *Гондвана*, на кристалічній основі якого поширені вугленосні відклади гондванської серії.

Південну, більшу частину Індостану займає плоскогір'я *Декан* з середніми висотами 700–800 м і загальним східним нахилом поверхні. Західний край плоскогір'я формує добре виражений у рельєфі середньовисокий (до 2 600 м) скидовий хребет *Західних Гатів (Сах'ярді)* (рис. 27) До моря Західні Гати ("гати" з англ. сходи) обриваються східчастими уступами та розчленовані глибокими ущелинами. Вддовж їхнього підніжжя простягається смуга піща-

них узбережних низовин із дюнами та лагунами, так званий *Малабарський берег*. У східному напрямку Західні Ґати полого опускаються до плато Декан. Східну припідняту окраїну Декану по аналогії називають *Східні Ґати*, хоч вони не утворюють чіткого хребта, а представлені окремими масивами з висотами до 1 600 м, розділеними широкими долинами рік. Узбережну смугу, що сформувалася вздовж їхнього підніжжя, називають *Коромандельським берегом*. На півдні півострова Західні та Східні Ґати сходяться, утворюючи найвищу частину Декану з вершиною Анай-Муді (2 695 м). Для внутрішньої частини Декану характерний рельєф, представлений поверхнями вирівнювання мезозойського та палеоген-неогенового віку. На його північному заході столові плато та плоскі пасма складені базальтами і розчленовані річковими долинами. У південній та східній частинах переважають широкі кристалічні пенепленізовані поверхні, над якими височіють окремі підняття та кряжі, складені твердішими породами, відпрепарованими ерозією. Ці останцеві масиви мають обривисті схили, та переважно, плоскі вершини, місцями з вузькими гребенями.



Рис. 27. Західні Ґати

Клімат Індостану визначають як субекваторіальний. Взимку над півостровом переважають сухі континентальні повітряні маси. Холодне повітря з Центральної Азії затримують Гімалаї, тому зима тепла, суха та ясна. Середня температура січня на півдні становить +27°C, +29°C, на півночі – до +24°C. Найспекотнішим є період перед початком дощового сезону – середня температура травня піднімається до +30°C, +33°C, при максимумі +45°C. З настанням літа мусонна циркуляція дуже різко змінює напрям. При цьому знижується температура повітря (до +28°C), збільшується вологість, хмарність і кількість опадів. Дощі мають зливовий характер. Південно-західний літній мусон захоплює спочатку південні райони, поступово просуваючись на північ. Восени у зворотному напрямі вологий мусон відступає та змінюється сухим континентальним. Тому північні частини Індостану характеризуються тривалішим сухим сезоном – до 6–7 місяців (у південних районах – 3 місяці), а відповідно, і меншою кількістю опадів, порівняно з південними. Восени відбувається інтенсивна циклонічна діяльність, що супроводжується ураганами. Загалом із червня по жовтень випадає до 90% всіх опадів, за винятком південно-східного узбережжя, яке зволожується північно-східним зимовим мусоном із Бенгальської затоки. Найбільше опадів випадає на заході півострова – понад 2 500 мм, а на схилах Західних Гат – понад 6 000 мм. На східному узбережжі опадів менше – 1 000 мм, а на північному сході – 1 200–1 300 мм. Найсухішим є клімат внутрішніх районів Індостану, закритих горами від південно-західних та південно-східних мусонів, де випадає менше 1 000 мм опадів, а значні території центральної та північно-західної частини Деканського плоскогір'я отримують менше 500 мм.

Головний вододіл півострова проходить у Західних Гатах. Оскільки територія має загальний східний нахил, то ріки головно течуть на схід і впадають у Бенгальську затоку, прорізуючи у базальтових товщах глибокі та вузькі долини. Для всіх рік переважає дощове живлення, тому характерний добре виражений мусонний тип гідрологічного режиму – високі літні паводки та

межень у сухий зимовий сезон. Найбільшими ріками Індостану є Годаварі та Крішна, вони судноплавні у нижній течії, та, як і менші водотоки, використовуються для зрошення.

Для Індостану характерні різні типи червоноземних ґрунтів. Але ґрунтовий покрив внутрішньої частини півострова визначається характером ґрунтоутворювальної породи: на продуктах звітрювання гнейсів і гранітів формуються червоно-бурі ґрунти, на ефузивних породах трапових поверхонь – чорні злиті ґрунти.

На фоні постійно високих температур головним фактором диференціації ландшафтів Індостану є зволоження. Навітряні схили Західних Гат і Малабарський берег вкривали багатоярусні вологотропічні вічнозелені ліси на червоних фералітних ґрунтах, які збереглися невеликими фрагментами. У цих лісах переважають диптерокарпові й хопеа, багато миртових, лаврових, тикового та сандалового дерева, бамбуків, пальм, епіфітів та ліан. Навітряні схили піднять внутрішньої частини Індостану менш зволожені, тому їх вкривали вологі мусонні (листопадні) ліси. На внутрішніх плато, у міжгірських улоговинах і долинах, розташованих у дощовій тіні, поширені сухі саванні рідколісся та типові савани, вкриті жорстколистою трав'яною рослинністю. Ділянки антропогенізованої савани, де культивують бавовник та просяні культури, чергуються із зарослями чагарників та вторинних ксерофітних лісів (манго, мімози, нім, різні види акацій, канделяброподібні молочаї, чагарники дак).

Фізико-географічна область острів Шрі-Ланка (Цейлон)

Острів Шрі-Ланка є невеликим за площею, але характеризується значною різноманітністю природних умов, тому його доцільно виділяти в окрему фізико-географічну область.

У геолого-тектонічному відношенні острів є продовженням південного Індостану – це докембрійська кристалічна пенепленізована брила з припіднятим південним краєм. У нижчих північній, східній та західній частинах кристалічний фундамент місцями переkritий молодшими осадовими відкладами.

У південній частині острова піднімається складений гней-

сами і кварцитами *Центральний масив* заввишки 1 000–2 100 м (найвища вершина 2 524 м). Його внутрішні частини представлені бриловими горами та плато, розділеними глибокими долинами й улоговинами. У межах масиву чітко виділяється кілька поверхонь вирівнювання, які стрімкими східчастими уступами обриваються до оточуючих низовин. В основі низовин лежать докембрійські кристалічні породи, переважно перекриті річковими наносами, а на півночі – палеоген-неогеновими вапняками. Прибережні низовини мають хвилястий рельєф, розчленування якого збільшується у разі наближення до Центрального масиву. В їхніх межах височіють окремі кристалічні останці, особливо у східній та північно-східній частинах острова. Узбережжя острова низинні, з піщаними косами та лагунами.

Більша частина острова належить до субекваторіального клімату, а його південно-західна частина – до екваторіального. Для клімату характерна висока теплозабезпеченість за слабкої вираженості сезонних коливань температури повітря. Середні температури на низовинах протягом року змінюються від +25°C до +29°C. З висотою температури знижуються (на висоті 900 м – +21°C, на висоті 2 000 м – +15°C). Основні опади на острів приносять мусони – літній південно-західний і зимовий північно-східний, який насичується вологою над Бенгальською затокою. Окрім того, велике значення мають конвективні опади, особливо у перехідні сезони. Південно-західний мусон зволожує південно-західне узбережжя Шрі-Ланки і схили Центрального масиву з травня по вересень. У цей час на півночі та сході острова триває посушливий період, оскільки мусон, проходячи через Центральний масив, набуває характеру сухого фену, опадів не приносить. З листопада по березень острів потрапляє під вплив північно-східного мусону. Він приносить опади на північну та східну його окраїну, а також частково проникає на південний захід. Тому у південно-західній частині Шрі-Ланки опадів найбільше – 3 000–5 000 мм і вони майже рівномірно розподілені по сезонах. Короткий період відносного зменшення опадів припадає на зимові місяці. На решті острова середньорічна кількість

опадів є значно меншою – 1 000–1 900 мм, при чітко вираженій сезонності – посушливий період триває з квітня по вересень, а вологий – з вересня до січня.

Витоки більшості рік розташовані у добре зволоженому Центральному масиві, з якого вони стікають радіально. Для рік острова переважає дощове живлення та мусонний гідрологічний режим – максимум витрат припадає на час мусонних дощів, у сухий сезон настає межень.

На фоні постійно високих температур розподіл природної та культурної рослинності Шрі-Ланки, окрім рельєфу, визначається зволоженням. На субекваторіальних рівнинах північної, східної та південно-східної частини острова поширені колючі чагарники і ксерофітні листопадні ліси саванного типу, що скидають листя у сухий період. Деревя представлені різними видами акацій, є атласне дерево, палу. Оскільки це райони давньої землеробської культури, то переважають вторинні ліси. Для природного покриву південно-західних районів були характерні багатоярусні вологі ліси малайського типу з багатим видовим складом – тикове, коричнєве, ебєнове дерева, пальми, бамбуки, ліани, епіфіти. З висотою вони переходять у листопадні ліси та савани. Значні площі цих лісів зведені та замінені чайними плантаціями. Верхні схили гір і плато Центрального масиву вкриті злаками, місцями є зарослі рододендрона. Для берегових ландшафтів характерні кокосові гаї.

© 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ІНДО-ГАНГСЬКА НИЗОВИНА

Індо-Гангська низовина розташована між Гімалаями та півостровом Індостан, її загальна протяжність від узбережжя Бенгальської затоки до Аравійського моря понад 3 000 км при ширині 250–300 км.

Тектонічно Індо-Гангська низовина приурочена до крайового прогину докембрійської Індостанської платформи, який виник у

неоген-палеогені внаслідок орогенічних рухів, що створили Гімалаї. У цьому тектонічному прогині, що тривалий час був у режимі морського басейну, накопичувалися продукти руйнування прилеглих гір, тому більша частина фундаменту платформи рівнини перекрита потужною товщею (понад 2 500 м) давніх та сучасних алювіальних піщанисто-глинистих відкладів. На сході низовини в басейні нижньої Брахмапутри на поверхню виходить Індійський щит Індостанської платформи й утворює масив Шіллонг. Загалом поверхня Індо-Гангської низовини переважно плоска, місцями ускладнена річковими терасами з висотами до 100 м, і тільки на вододілі між Індом і Гангом піднімається до 250 м. Це одна з найбільших алювіальних рівнин Азії, основними типами її морфоструктури є акумулятивні пластові низовинні рівнини та денудаційні пластові височинні рівнини.

У межах західної та центральної частини Індо-Гангської низовини внаслідок розвитку мусонної екваторіальної циркуляції повітряних мас сформувався субекваторіальний тип клімату, який характеризується високими температурами повітря протягом року та сезонним зволоженням. Східна її частина лежить у зоні переважаючого впливу північно-західних вітрів, що несуть сухе континентальне повітря, тому клімат тут визначають як тропічний пустельний. Кліматичні відмінності визначили різницю гідрологічних режимів Інду і Гангу та їхніх допливів, а також характер ґрунтового-рослинного покриву.

За характером природних умов у межах Індо-Гангської фізико-географічної країни виділяють дві області: низовину Інду та низовину Гангу.

Фізико-географічна область Низовина Гангу

Ця фізико-географічна область субширотно витягнута вздовж Гімалайських передгір'їв до Бенгальської затоки, де Ганг і Брахмапутра формують величезну дельту. У межах області виділяють кілька регіонів, які мають певні природні (зазвичай кліматичні) та історико-культурні особливості. Низовину нижньої течії Гангу та Брахмапутри називають Бенгалією, ділянку низовини Брахмапутри між Гімалаями, масивом Шіллонг і хребтом

Паткай – Ассамом, а низовину верхньої та середньої течії Гангу – Гангською.

Літній мусон втягується в область низького тиску над басейном Інду і глибоко проникає на південний схід та з червня по листопад приносить рясні дощі, на які припадає 80% річних опадів. Тому низовини Бенгалії та Ассаму є найвологішими та найспекотнішими. На південному схилі масиву Шіллонг (Черапунджі) випадає понад 12 000 мм (2 500 мм за один літній місяць), у Бенгалії понад 2 000 мм, у північно-західному напрямі кількість опадів зменшується до 1 000–1 500 мм. Найспекотнішим є травень, перед початком мусону середні температури досягають +28°C, +29°C при високій вологості повітря. Середня температура найхолоднішого місяця +20°C.

У низовині Ганг і Брахмапутра приймають багато допливів. Їхні русла звивисті, блукаючі, а під час сезону дощів, а особливо ураганів (друга половина літа та осінь), розливаються і затоплюють значні площі. У дельті, куди проникають нагінні хвилі з боку Бенгальської затоки, паводки мають катастрофічний характер.

Природні ландшафти Бенгалії та долинного Ассаму були представлені листопадно-вічнозеленими мусонними лісами із манго, бамбуків, гарджанів, фікусів, туна, камфорних, перцевих та інших дерев, перевитих ліанами. Тепер ліси охоплюють тільки 7% території, на решті площ ведеться садово-плантаційне господарство. У долині та дельті Гангу багато озер-стариць і заболочених ділянок, покритих високотравними заболоченими джунглями з пальмою ніпа, бамбуками, деревовидними папоротниками. На відкритих поверхнях слабкопротічних вод росте знаний індійський лотос. У нижній частині дельти Гангу–Брахмапутри, в межах дії припливу поширений мангровий ліс, складений деревом сундрі, пальмами, папоротниками, вербеновими.

На північний захід клімат стає сухішим, на рівнинах нижнього Гангу випадає 1 000–1 500 мм опадів. У посушливий сезон, що триває 4–5 місяців у мусонних лісах, які колись займали ці території, збільшувалася частка листопадних дерев (нім, сал, баньян, бамбук).

На рівнині середнього Гангу сухий сезон триваліший за вологий, та недостатня кількість опадів (випадає 700–1 000 мм при випаровуваності 2 000 мм), тому тут були поширені типові та сухі савани. Це район давнього іригаційного землеробства з великою кількістю зрошуваних каналів.

Фізико-географічна область Долина Інду

Долина Інду має субмеридіальне простягання та загальний нахил до Аравійського моря, але ріка Інд при впадінні не формує такої великої дельти, як Ганг. Її ландшафти характеризуються неоднорідністю, що зумовленою, головню, нерівномірним розподілом опадів. Північна частина називається Пенджаб, або П'ятиріччя, оскільки тут протікають п'ять річок, які зливаються у потужний потік Панджнад (низів'я ріки Сатледж), що є лівою притокою Інду. Низовину середньої та нижньої течії Інду з монотонним плоским рельєфом і незаними висотами (до 50 м) називають Сіндом. На схід від Інду простягається пустеля Тар, а на її південні окраїні – солончак Кач.

Рівнина Інду є сухою, оскільки південно-західний мусон відхиляється на схід та обходить басейн Інду, південно-східний мусон проникає у верхню частину басейну вже ослабленим із малою кількістю опадів, а північно-західні вітри приносять сухі континентальні повітряні маси. За таких умов навіть у Пенджабі випадає менше 500 мм опадів, у пустелі Тар менше 150 мм, а вологий період триває з липня по вересень. Відповідно, у живленні Інду та його приток частка мусонних дощів є незнаною, переважає живлення за рахунок дощів, танення снігів та льодовиків Гімалаїв, особливо у сухий сезон. Паводки, які проходять у весняно-літній період, бувають катастрофічними.

Рівнини Пенджабу розділені на *доаби* (межиріччя) – подібні між собою плоскі алювіальні рівнини, що плавно піднімаються над краями річкових долин. Природні ландшафти були представлені сухими акацієвими саванами, а у долинах рік збереглися фрагменти галерейних лісів із тамарисків та євфратської тополі. Для зрошення полів на Інді та його притоках створено

великі іригаційні споруди. Західний доаб, що лежить між Індом та Джеламом відрізняється рельєфом – це піщана пустеля Тхал (хоч за рослинним покривом вона ближча до опустелених саван).



Рис. 28. Пустеля Тар

Пустеля Тар (Тхар) вкрита закріпленими пасмовими пісками, а в пониженнях – солончаками. Місцями піщані дюни піднімаються на висоту понад 100 м. Рослинний покрив

розріджений і представлений ксерофітними чагарниками (акація нільська, прозопіси, тамарикс, зізіфус мавританський, каперс листопадний, джужгун, саксаул солянковий) та злаками (рис. 28).

У південні частині пустелі розташоване солоне болото Кач – колишня морська затока, в яку колись впадали Інд та Сарасваті, нині повністю пересохла та згадується лише у легендах. Солончак заповнюється водою під час літніх мусонів і формує низку солоних озер, а в сухий період перетворюється на солону пустелю.

—◎ 3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ГІМАЛАЇ

Гімалаї (Царство снігів) – найвища гірська система світу. Вони дугоподібно простягаються з північного заходу на схід більш ніж на 2 400 км (при ширині 200–300 км) і є важливим морфологічним, кліматичним та флористичним бар'єром.

Гімалаї виникли під час альпійського орогенезу та належать до Альпійсько-Гімалайського геосинклінального поясу. Основний період орогенезу, що сформував цю гірську систему, мав три фази – в кіні палеогену (олігоцені) піднялася центральна

вісь давніх кристалічних та осадових порід, на початку неогену (в міоцені) утворилися великі складки у південних районах, на початку четвертинного періоду утворилися Передгімалаї та почалися загальні підняття гірської системи, яке супроводжувалося зледенінням. Як наслідок, сформувався великий горст-антиклінорій зі складною склепінчасто-складчасто-бриловою структурою, розбитою численними розломами, по яких проходили інтенсивні скиди та насуви. Тектонічні рухи тривають і нині, про що свідчать часті землетруси. У геологічній будові Гімалаїв переважають докембрійські породи та континентальні відклади, поширення морських осадових товщ є обмеженим.

Орографічно Гімалаї не утворюють довгих хребтів, а розпадаються на окремі масиви, розділені глибокими поперечними долинами рік – Інду, Сатледж, Брахмапутри, котрі сформувалися ще до підняття осьового масиву. Підняття останнього циклу супроводжувалося інтенсивним врізанням річок і формуванням епігенетичних долин Гімалаїв.

Гімалаї трьома крутими сходінками (Передгімалаї, Малі Гімалаї, Великі Гімалаї (Головний хребет)), що мають вигляд поздовжніх уступів, піднімаються над Індо-Гангською рівниною.

Нижній уступ – *Передгімалаї*, або як їх ще називають *Сілавік* – це сильно розчленовані передгір'я з середніми висотами 700–800 м (до 1 000 м), які круто обриваються до Індо-Гангської низовини. Вони складені молодими відкладами (моласами, пісковиками, конгломератами), зібраними в складки. Передгірська смуга є найширшою у західній та центральній частині Гімалаїв і поступово звужується у східному напрямку, де складена кількома паралельними пасмами.

Середній уступ – *Малі Гімалаї* – сформований хребтами з середніми висотами 3 000–4 000 м, над якими на висоту понад 6 000 м піднімаються пікоподібні вершини. Середня ширина уступу 100 км. У їхній геологічній будові представлені як докембрійські кристалічні породи, так і сильно метаморфізовані осадові породи від палеозою до палеогену (глинисті сланці, вапняки, кварцити). Для цієї смуги характерні інтенсивна складчастість,

розломи та вулканізм. Північно-західну частину Малих Гімалаїв утворює масивний хребет Пир-Панджал із широкою виположеною основою та зазубреними вершинами понад 6 000 м, увінчаними льодовиками. Далі на південний схід простягається вузький розчленований глибокими каньйонами хребет Дхаоладхар (2 500–3 000 м) та масив власне Малих Гімалаїв, які зникаються з Великими Гімалаями високогірним потужним масивом Дхаулагірі (8 221 м). Східніше вся система звужується, зона Малих Гімалаїв прилягає до Головного Хребта та формує середньовисокі гори Махабхарат, а ще східніше – високий хребет Дуара з прямовисними схилами, розчленованими висячими долинами.

Третій уступ – це *Великі Гімалаї* – головний осьовий хребет всієї гірської системи. Він простягається неширокою (50–90 км) дугою з середніми висотами понад 6 000 м від ущелини Інду до ущелини Брахмапутри майже на 2 400 км. Це добре виражений альпійський гребінь із масивною широкою основою, над якою піднімаються найвищі вершини світу. У західній частині, де осьовий хребет є найширшим, його платоподібна основа представлена високими (понад 5 000 м) цокольними рівнинами – залишками давнього пенеплену, а над ними височіє масив Нангапарбат (8 126 м). На схід піднімаються кілька вершин із висотами 6 000–7 000 м, далі – вкриті снігом і льодом восьмитисячники, на фоні яких Джомолунгма (Еверест) (8 848 м) не особливо виділяється. У Гімалаях, окрім Евересту, є ще кілька вершин, що мають висоту понад 8 000 м: це Канченджанга (8 585 м) (має найвеличніший вигляд через вигідне розташування), Макалу (8 470 м) та ін. Північний схил Великих Гімалаїв пологіший та менш розчленований порівняно з південним. Вздовж північного схилу простягається хребет Ладакх із висотами 4 000–4 500 м, на схилах якого розташовані витоки багатьох річок, які згодом перетинають осьовий хребет Гімалаїв.

Загалом для Великих Гімалаїв характерне глибоке та густе розчленування, що формує дуже контрастний крутосхилий рельєф. На його формування, особливо високогірної частини, значний вплив мало плейстоценове зледеніння, яке залишило по

собі висячі трюги, екзараційні форми, моренні відклади. Сучасне зледеніння є значним, але льодовики перебувають у стадії деградації, спускаючись по схилах до висоти 5 000 м. Найпотужнішими є зледеніння Джомолунгми та Канченджанги, де сформувалися льодовики дендритового типу довжиною до 25 км.

Малі та Великі Гімалаї розділені смугою тектонічних улоговин, оброблених льодовиками, та ще донедавна зайнятих озерами. Найбільшою з них є *Каширська улоговина* з висотами в межах 1 600 м розташована у західній частині цієї смуги. На її схилах збереглися давньоозерні тераси, а на поверхні плоского днища – залишкові озера. Ще одна велика улоговина – *Катманду* розташована у центральній частині та лежить на висоті 1 400 м, у ній проживає більша частина населення Непалу.

Гімалаї є важливим кліматичним бар'єром Азії. На північ від них переважає повітря помірних широт, що сприяє формуванню різкоконтинентального помірного клімату. На південь від Гімалаїв на фоні переважання тропічних повітряних мас з'являється мусонна циркуляція. Тому клімат північних та південних макросхилів дуже відрізняється.

Північний макросхил протягом року перебуває під впливом північних і західних вітрів, які несуть сухе континентальне (спекотне влітку та переохоложене взимку) повітря. Літній екваторіальний мусон доходить до південного макросхилу Гімалаїв, але не проникає у його північно-західний сектор. Відповідно, найбільше опадів отримує східна частина південного макросхилу (від 2 000 до 3 000 мм і більше), у західній частині сума опадів не перевищує 1 000 мм. Смуга внутрішніх тектонічних улоговин і внутрішніх річкових долин отримує менше 1 000 мм опадів. На північному макросхилі, особливо в долинах, кількість опадів різко знижується до 100 мм і менше. Вище 1 800 м зимові опади випадають у вигляді снігу, а вище 4 500 м сніг випадає протягом року.

Кліматичні умови у горах змінюються з висотою: до висоти 2 000 м кількість опадів збільшується, вище – зменшується. На південних схилах Гімалаїв до висоти 2 000 м середня темпера-

тура січня становить $+6^{\circ}\text{C}$, $+7^{\circ}\text{C}$, липня – $+18^{\circ}$, $+19^{\circ}\text{C}$; до висоти 3 000 м середні температури зимових місяців не опускаються нижче 0°C , а вище 4 500 м вже і середня липнева температура є від'ємною.

Снігова лінія у східній частині Гімалайських гір лежить на висоті 4 500 м, у західній – 5 100–5 300 м. На північних макросхилах висота нівального поясу на 700–1 000 м вища, ніж на південних, оскільки вони менше зволожені. Значна висота та достатня кількість опадів сприяють формуванню потужних льодовиків і густої річкової мережі. Льодовики та сніжники вкривають всі високі вершини Гімалаїв. Переважають льодовики долинного типу незнані довжини (до 5 км), у східних районах вони довші та нижче опускаються по схилах. Найпотужніші льодовики сформувалися на Джомолунгмі (Ронгбукський льодовик завдовжки 19 км сповзає до висоти 5 000 м) та Канченджанзі (льодовик Зему завдовжки 25 км сповзає до висоти 4 000 м).

У Гімалаях сформувалася густа гідромережа, особливо на південному схилі. Ріки південного макросхилу починаються в льодовиках Великих Гімалаїв, перетинають Малі Гімалаї та передгірну частину й виходять на рівнину. Деякі великі ріки починаються на північному макросхилі та прямуючи до Індо-Гангської низовини прорізують Гімалаї глибокими наскрізними долинами, формуючи у руслах пороги і водоспади. Це Інд, його притоки Сатледж і Брахмапутра (Цангпо). Живлення гімалайських рік дощове (мусонне переважає для східних регіонів), льодовикове та снігове (переважає для високогірних західних регіонів), тому максимальні витрати припадають на літо. Озер в Гімалаях багато, але вони невеликих розмірів. Найпоширенішими є льодовикові озера (карові, моренні), а також залишкові, що займають тільки частину тих тектонічних улоговин, які колись займали повністю.

Рослинність Гімалаїв характеризується видовим багатством і різноманітністю. Рослинний покрив південного макросхилу є значно багатший, ніж північного. На добре зволоженому південному макросхилі чітко виражені висотні пояси (їх налічують вісім) від тропічних лісів до альпійських лук і нівального поясу.

Водночас для нього характерні відмінності у рослинному покриві між вологою і спекотною східною частиною та сушішою й прохолоднішою західною.

Вздовж підніжжя гір до висоти 400 м східної частини Гімалаїв простягається своєрідна заболочена смуга з чорними мулистими ґрунтами під густими джунглями – *тераї*. Для них характерні деревно-чагарникові зарослі, густо перевиті ліанами, до складу яких входять мильне дерево, мімози, низькорослі пальми, бамбук, банани, очерет. Вище тераїв вологими схилами та долинами рік, до висоти 1 000–1 200 м ростуть вічнозелені субекваторіальні ліси з високостовбурних пальм, лаврів, деревовидних папоротей та гігантських бамбуків, ліан на жовто-бурих ґрунтах. У сушіших місцях – ліси не такі густі, переважає сальне дерево, яке скидає листя у сухий сезон. Третій пояс до висоти 2 000 м займають субтропічні вічнозелені та листопадні ліси, у яких до теплолюбних форм субекваторіального лісу домішуються субтропічні види – вічнозелені дуби, клени, магнолії, каштани, довгохвойні сосни. У четвертому поясі від 2 000 до 3 000 м субтропічні ліси змінюються хвойними і листопадними лісами помірного типу, серед яких зрідка трапляються представники субтропічної флори, наприклад магнолія. Вище, у п'ятому поясі, на висоті від 3 000 до 3 500 м панують високогірні хвойні – срібляста ялиця, гімалайська ялина, модрина, ялівець, тсуга. Підлісок формують густі зарослі деревоподібних рододендронів, багато мохів, лишайників, які вкривають не тільки ґрунт, а й стовбури дерев. На висоті понад 3 500 м ліси змінюються субальпійськими чагарниками та високотравними альпійськими луками. З висотою рослинність стає нижчою та розрідженою. Альпійські луки поширені на висотах від 4 000 до 5 000 м, а поодинокі рослини трапляються значно вище, аж до снігів. Лучна рослинність субальпійських і альпійських лук багата за видовим складом: примули, анемони, маки, тирличі та інші квіткові й багаторічні трави. На висотах понад 5 000 м починається пояс снігів.

У західній частині південного макросхилу Гімалаїв внаслідок меншого зволоження флора знано бідніша. Це проявляється у

відсутності смуги заболочених джунглів, нижні частини схилів вкриті ксерофітними рідколіссями та зарослями чагарників. Вище трапляються субтропічні середземноморські види (дуб кам'яний, маслина золотиста), ще вище переважають хвойні ліси із сосни та гімалайського кедра. Лучна альпійська рослинність є різноманітнішою, ніж на сході.

Ландшафти північних хребтів Гімалаїв повернуті в бік Тибету і є більше наближені до пустельних ландшафтів Центральної Азії. Зміна рослинності з висотою виражена нечітко, оскільки представлена розрідженими зарослями сухостійких трав та ксерофітних чагарників. Тільки у більш зволжених річкових долинах є зарослі низькорослої тополі.



Питання для контролю і самоконтролю

1. Опишіть геолого-тектонічну будову півострова Індостан.
2. Розкрийте взаємозв'язок геолого-тектонічної будови та рельєфу півострова Індостан.
3. Проаналізуйте чинники формування клімату півострова Індостан.
4. Охарактеризуйте кліматичні умови Індостану.
5. Поясніть відмінності кліматичних умов західної та східної частин півострова Індостан.
6. Поясніть різницю у зволоженні північно-східної та південно-західної частин острова Шрі-Ланки.
8. Визначіть причини відмінностей гідрологічних режимів Інду та Гангу.
9. Порівняйте ландшафти фізико-географічних областей низовин Інду та Гангу, з'ясуйте причини їхніх відмінностей.
10. Проаналізуйте антропогенні зміни ландшафтів Індо-Гангської рівнини.
11. Опишіть геолого-тектонічну будову Гімалаїв та історію їх формування.
12. Опишіть рельєф Гімалаїв.
13. Поясніть причини високої сейсмічності Гімалаїв.
14. Визначте чинники формування клімату Гімалаїв.
15. Поясніть експозиційність у розподілі опадів для різних частин Гімалаїв.

16. Чим зумовлені кліматичні відмінності північного та південного макросхилів Гімалаїв?
17. Опишіть формування гідромережі Гімалаїв.
18. Поясніть особливості гідрологічного режиму річок Гімалаїв.
19. Чим зумовлена неоднакова висота снігової лінії в різних частинах Гімалаїв?
20. Опишіть висотну поясність Гімалаїв.
21. Проаналізуйте відмінності видового складу та висоти висотних поясів північного та південного макросхилів Гімалаїв, вкажіть причини.

2.10. ПІВДЕННО-ЗАХІДНА АЗІЯ

ОСНОВНІ ПИТАННЯ:

1. Фізико-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА КАВКАЗЬКІ ГОРИ.
2. Фізико-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ПЕРЕДНЬОАЗІЙСЬКІ НАГІР'Я.
3. Фізико-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА МЕСОПОТАМІЯ.
4. Фізико-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА АРАВІЙСЬКИЙ ПІВОСТРІВ.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА



Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 1. : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.

Vegetation of the Arabian Peninsula // Kluwer Academic Publishers Dordrecht Netherlands. ISBN 0792350154. – 1998. – 350 p. URL : <https://www.cabi.org/ISC/abstract/20087207437>

Assessment of Surface Water Resources of Eastern Iraq / Khayyun A. Rahi. // Hydrology. – 2019. – Vol. 6 (3). 57. URL : <https://doi.org/10.3390/hydrology6030057>

Flora ii. in Persia. Flora. Encyclopaedia Iranica. URL : <http://www.iranicaonline.org/articles/flora-ii-in-persia>

Природа мира. Ландшафты / А. Г. Исаченко, А. А. Шляпников. – Москва : Мысль, 1989. – С. 16–271.

Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. Ч. 1. : Евразия, Северная Америка / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – 417 с.

Міхелі С. В. Фізична географія Євразії : навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.

◎ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА КАВКАЗЬКІ ГОРИ

Кавказ – це велика гірська система, сформована між Чорним і Каспійським морями. Гірський рельєф та розташування між Східноєвропейською рівниною та Передньоазійськими нагір'ями зумовлюють значне різноманіття природних ландшафтів – від субтропічних нижніх частин схилів до льодовикових. Природа Кавказу ендемічна, водночас їй властиві елементи сусідніх південноруських степів, середньоземноморської Європи, передньоазійських нагір'їв і середньоазійських пустель, причому вплив природи азійських областей є відчутніший.

Тектонічно територія належить до Альпійсько-Гімалайського геосинклінального поясу. Її формування розпочалося в палеозої, однак сучасні тектонічні структури Кавказу сформувалися в епоху альпійської складчастості (від юри до палеогену відбувалися неодноразові морські трансгресії, виверження підводних вулканів, інтрузії та магматизм, складкоутворення, насуви). В неогені відбувалися підняття та деформації, вони супроводжувалися прогинами передгірних і міжгірних впадин, а також складкоутворенням і вулканізмом (спричинені насупною тектонікою), процеси континентальної денудації. У четвертинний період склепінчасті підняття значних амплітуд підняли на різну висоту пенепленізовані блоки. У плейстоцені прояви вулканізму – вибухове виверження Казбеку з формуванням кальдери. Простежуються сліди передплейстоценового (дві стадії) і плейстоценового (три стадії) гірських зледенінь. Повільні тектонічні підняття тривають і сьогодні (до 3 см на рік піднімаються Ельбрус і Казбек).

Клімат Кавказу різноманітний, оскільки територія розташована на межі помірною та субтропічного клімату, а циркуляція повітряних мас (вологі повітряні маси Атлантики і Середземномор'я та сухі континентальні північно-східні) значно ускладнюється рельєфом. Північний Кавказ належить до помірною клімату з середньорічними температурами $+10^{\circ}\text{C}$, а Закавказзя – до субтропічного з середньорічними температурами $+16^{\circ}\text{C}$. Ця різниця формується за рахунок температур холодного сезону. Влітку різниця північних і південних територій згладжується, але проявляються температурні відмінності західних ($+23^{\circ}\text{C}$, $+24^{\circ}\text{C}$) і східних ($+25^{\circ}\text{C}$, $+29^{\circ}\text{C}$) областей.

Гідрологічна мережа належить до басейнів Чорного, Азовського та Каспійського морів. Ріки, що течуть у горах, характеризуються значною швидкістю течії, повеневим і паводковим режимами, різким коливанням витрат. Переважає дощове живлення, менше виражене снігове, льодовикове та ґрунтове. Озер небагато: карові у високогір'ях Великого Кавказу, карстові – на вапнякових передових хребтах, стариці – в долинах річок, що виходять із гір на рівнини, вулканічні – у Закавказзі, тектонічні та тектонічно-запрудні. Сучасне зледеніння поширене на Великому Кавказі, де площа льодовиків становить $1\,400\text{ км}^2$. Вони зосереджені у Центральному (між Приельбруссям і районом Казбека) і Західному Кавказі, особливо на його північних схилах, а також на Закавказзі – Арагац. Льодовики представлені різними типами: скандинавським, деревовидні, висячі та карові, але великих розмірів (до 12–15 км у довжину) досягають тільки долинні льодовики.

У західній та середній частинах Передкавказзя переважають чорноземи, на Тереко-Кумській низовині – ясно-каштанові та ґрунти напівпустель. Поширення ґрунтів на Великому Кавказі залежить від кліматичних умов – на гіпсометрично низьких рівнях поширені зональні ґрунти, вище вони змінюються гірсько-лісовими, переважно буроземами, гірсько-лучними субальпійськими та фрагментарними субнівальними. На вапнякових передових хребтах переважають перегнійно-карбонатні ґрунти. У Колхид-

ській низовині – болотні, субтропічні підзолисті, на дренованих ділянках – жовтоземи та червоноземи. На Кура-Араксинській низовині та Апшеронському півострові – ґрунти сухих субтропіків – від лучно-сіроземних до сіро-коричневих.

Рослинність Кавказу характеризується багатством видового складу (понад 6 тис. видів) та різноманітністю рослинних угруповань. У Західному та Середньому Передкавказзі панували степи, Терек-Кумську низовину займає рослинність напівпустель. У межах Великого Кавказу простежують висотну поясність рослинного покриву, де широко представлена смуга лісів і високогірна рослинність – субальпійські й альпійські луки. На схилах, що оточують Колхидську низовину, поширені реліктові широколистяні ліси з вічнозеленим підліском. У минулому цю низовину вкривали ліси колхидського типу з реліктовими рослинами, траплялися масиви болотистих вільхових лісів. У Кура-Араксинській низовині поширені напівпустельні угруповання, а на окраїні – степи. На північних і північно-східних схилах Малою Кавказу чітко виражена гірсько-лісова зона, нижче якої в середній і східній частинах поширені чагарникові зарослі типу шибляка.

У межах Кавказу на основі геологічних, орографічних та кліматичних відмінностей виділяють чотири фізико-географічні області.

Фізико-географічна область Передкавказька рівнина

Простягається від Азовського до Каспійського морів широкою смугою (200–300 км) завдовжки до 800 км. Передкавказзя на півночі і в середній частині складає Скіфська плита. Крайовий передгірський прогин вузький і виражений пониженнями Кубані та Тереку. Поверхня складена неогеновими і палеогеновими відкладами зім'ятими в складки платформеного типу. Є вулканічні масиви – лаколіти.

За характером рельєфу в її межах виділяють Азово-Кубанську низовину, Ставропольську височину, Терек-Кумську низовину. На південний схід від Ставропольської височини розташована Мінераловодська (П'ятигорська) група острівних гір-лаколітів

(г. Бештау, 1 401 м). На півдні Передкавказзя, на межі Тереку і Сунжа, лежать два низькогірні хребти – Терський та Сунженський, розділені долиною. З півдня до них прилягають нахилені рівнини: Кабардинська, Осетинська та Чеченська.

Клімат рівнини помірно-континентальний з нестійким зволоженням. Літо тепле із середніми температурами липня +21°C, +24°C. Зима помірно холодна від -2°C, до -7°C (у Тереко-Кумській низовині), трапляються морози до -25°C, формується нестійкий малопотужний сніговий покрив. Річна сума опадів змінюється від 200 мм на Тереко-Кумській низовині до 600–800 мм на гіпсометрично вищих Ставропольській височині та П'ятигорських підняттях.

Ландшафти Передкавказзя представлені ковиловими та ковилово-типчаківими степами у східні частині та полиново-злаковими степами і полиново-солянковими напівпустелями у західній. На гіпсометрично вищій та зволоженішій Ставропольській височині – лісостеп, а на західних і північних схилах Сунженського хребта – широколистяні дубові ліси. Степи розорані, невеликі цілинні ділянки збереглися в умовах сильно розчленованого рельєфу, подекуди на плакорах.

Фізико-географічна область Великий Кавказ

Простягається із північного заходу на південний схід від Таманського півострова на Чорноморському узбережжі до Апшеронського півострова Каспійського моря більше ніж на 1 100 км. Це потужна складно побудована асиметрична гірська система з довгими пологими північними та короткими крутими східними схилами. Великий Кавказ поділяють на три частини: *Західний* (від Чорного моря до Ельбрусу), *Центральний* простягається від Ельбрусу до Казбеку, найвищий та найширший (до 180 км), має найбільші на Кавказі площі сучасного зледеніння, та *Східний* (від Казбека до Каспійського моря).

В осьовій частині масиву розташований *Головний Кавказький* (Вододільний) хребет та *Боковий* хребет із висотами понад 4 000–5 000 м (сім вершин вищі 5 000 м). Хребти крутосхилі,

сильно і глибоко розчленовані, ускладнені гляціальними формами сучасного та плейстоценового зледеніння. На Боковому хребті розташовані найвищі вершини Кавказу – згаслі вулкани Ельбрус (5 642 м), Дихтау (5 204 м) та Казбек (5 033 м).

З обох боків від осьової зони хребти розташовані або паралельно, або відходять від неї у вигляді відрогів (рис. 29). У північній частині Західного та Центрального Кавказу розташовані середньогірні та низькогірні структурно-денудаційні моноклінальні хребти (куести) – Скелястий (з висотами 2 000-2 500 м), Пасовищний (до 1 500 м), Лісистий (до 800 м) та ін. Північна частина Східного Кавказу має складну орографічну будову з переважанням плато та складчастих хребтів. Для південних схилів Великого Кавказу типовими є короткі ерозійно-денудаційні хребти переважно складені вапняками. На Західному Кавказі це Кодорський, Сванетський, Рачинський та інші з висотами до 4 000 м. На Східному Кавказі південний схил вузький, крутий та глибоко розчленований річковими долинами.



Рис. 29. Великий Кавказ

Тектонічно Великий Кавказ – це складна складчаста покривна система, в осьовій зоні якої на поверхню виходять складчас-

то-покривні метаморфічні комплекси (переважно кристалічні сланці) байкальського та герцинського віку, перекриті моласами і прорвані інтрузіями гранітів. Осьова зона полого насунута по Головному Кавказькому насуву на зону південного схилу, де розвинуті деформовані юрські сланцеві формації. У Східному Кавказі вони розширюються і формують осьову частину – антиклінорій Бокового і Головного хребтів. У зоні південних схилів – флішева зона.

Різноманітність кліматичних умов визначається субширотним простяганням хребтів та їхнім бар'єним положенням щодо переважаючих повітряних мас, розташуванням на межі помірного та субтропічного кліматичних поясів, значними висотами, експозиційністю схилів. Для нижніх частин південних схилів Західного Кавказу характерний субтропічний вологий клімат, який на південний захід м. Туапсе змінюється на середземноморський, для Східного Кавказу – сухий субтропічний. На середньо- та низькогір'ях клімат помірний, на високогір'ях – холодний і вологий. Експозиційні термічні відмінності виражені у зимовий період і чітко проявляються у підніжжях хребтів – на півночі середні температури січня від'ємні $-3,5^{\circ}\text{C}$, $-5,0^{\circ}\text{C}$, на півдні – $+6^{\circ}\text{C}$. На висоті 2 000 м ці відмінності згладжуються за середньої температури -8°C , у високогір'ях (метеостанція Ельбрус, 4 250 м) – -19°C . Середні температури липня змінюються від $+22^{\circ}\text{C}$, $+24^{\circ}\text{C}$ уздовж західних гірських підніж до $+25^{\circ}\text{C}$, $+27^{\circ}\text{C}$ – східних. У середньогір'ї температури знижуються до $+10^{\circ}\text{C}$, $+13^{\circ}\text{C}$, на високогір'ї – до -1°C .

У розподілі опадів теж виражена експозиційність і висота: вздовж підніжжя північних схилів сума опадів зменшується від 600 мм на заході до 300–400 мм на сході, висоти понад 2 000 м отримують від 2 000–2 500 мм опадів на заході до 800–1 150 мм на сході. Розташовані у дощовій тіні міжгірні улоговини та південні схили хребтів зволожені недостатньо – випадає всього 300–500 мм. Найзволоженішими є південно-західні схили – 3 500 мм опадів. Вздовж підніжжя південних схилів кількість опадів збільшується із заходу на схід від 500–800 мм до 1 200–1 600 мм у центрі, та зменшується до 200 мм на крайньому сході. За таких

умов снігова межа на Великому Кавказі піднімається у східному напрямку від 2 500 мм до 3 600 мм. Більшість льодовиків зосереджена в Центральному Кавказі, найбільшим з них є льодовик Безенгі, довжиною понад 17 км.

У Великому Кавказі виражена висотна пояси́сть, на яку накладається експозиційні́сть та довготні́сть положення області. Найбільші відмінності у структурі висотної пояси́стості проявляються у нижніх частинах схилів. У північних передгір'ях Західного Кавказу до висоти 450–500 м поширені степові, лісостепові та лучно-степові ландшафти. Вище (400–800 м) – гірсько-лісові з широколистяними дубово-грабовими і буковими (вище) лісами, 1 300–1 600 м – мішані буково-ялинові та хвойні ялиново-ялицеві ліси. У верхній межі лісу (2 000–2 300 м) поширена смуга криволісся. Для високогір'я типовими є гірсько-лучні ландшафти – високотравні субальпійські та низькотравні альпійські луки. На південних схилах Великого Кавказу структура висотних поясів схожа до описаної, тільки в передгір'ях до висоти 600 м формуються субтропічні широколистяні полідомінантні ліси колхидського типу (каштан, дуб грузинський і Гатвіса, бук) з вічнозеленим підліском. На південний захід від м. Туапсе – середземноморські ліси.

На північному макросхилі Східного Кавказу у нижніх частинах переважають ландшафти сухих степів, на висотах від 800 до 2 000 м – низькогірні та середньогірні степові та лучно-степові. На південному схилі Східного Кавказу: на його крайньому сухому сході сформувалися передгірські напівпустелі, на висотах понад 300 м – низькогірні аридні рідколісся і зарослі шибляка, в середньогір'ї – широколистяні ліси (дуб східний, грузинський, граб, бук, клен величний).

Фізико-географічна область Малий Кавказ

Представлений складною системою хребтів, вулканічних нагір'їв і плато, протяжністю до 600 км. Розташований майже паралельно до Великого Кавказу, від якого відділений на заході Колхидською низовиною, а на сході – Кура-Араксинською. Він

облямовує з півночі і північного сходу Вірменське нагір'я, межі з яким дуже нечіткі. Від Великого Кавказу відрізняється відсутністю головного осевого хребта, меншими абсолютними висотами, менш вираженим ерозійним розчленуванням і незначним проявом сучасного зледеніння.

Для Малого Кавказу характерний тектоніко-денудаційний середньогірний рельєф із густим ерозійним розчленуванням. Переважають брилові та складчасті асиметричні хребти, різновікові поверхні вирівнювання, трапляються вулканічні форми, на заході – вулканічні плато з погаслими вулканами. На найвищих хребтах сформувалися палеогляціальні форми – кари, цирки, морени.

Тектонічно – це складчасто покривна система Малого Кавказу. З півночі на південь у її межах виділяють кілька тектонічних зон, складених вулканогенними, карбонатними, туфогенними та теригенними породами. Заключні деформації зон відбулися в кінці еоцену, а в міоцені та голоцені відбувався потужний вулканізм, що сформував вулканічні форми рельєфу, у тім числі нагір'я.

Клімат західних передгір'їв і низькогір'їв Малого Кавказу субтропічний вологий, а східних – субтропічний сухий. Температурні умови близькі до Великого Кавказу – середні температури січня змінюються від +7°C (м. Батумі) до -1°C на сході; з висотою вони знижуються до -10°C. Середні липневі температури відповідно становлять +23°C, +24°C та +24°C, +26°C, а в горах +8°C, +9°C. На заході за рік випадає 2 000–1 500 мм опадів, на сході їхня кількість знижується до 350–200 мм. У горах на висотах понад 2 000 м встановлюється сніговий покрив тривалістю до 150 днів.

У горах Малого Кавказу виражена висотна пояси́сть, у загальних рисах подібна до описаної вище пояси́стості Великого Кавказу. Західні передгір'я були вкриті лісами колхидського типу, які вище 500 м змінювалися широколистяними дубовими, а вище 1 000 м – буковими. Над ними (вище 1 200–1 300 м) – ялиново-ялицеві ліси. Верхня межа лісу (2 000–2 100 м) сформована березовим і кленовим рідколіссям із зарослями рододендрона, вище – субальпійські та альпійські луки. Східні передгір'я вкри-

вають бородачеві та полиново-бородачеві степи, а місцями – полинові напівпустелі. На висотах від 500 м до 2 400 м поширений гірський лісовий пояс, у якому фінікові рідколісся вище 1 000 м змінюються широколистяними дубовими (дуб іберійський, граб), буковими, а понад 1 700 м – дубовими (дуб східний) лісами. У міжгірних улоговинах на висотах 1 400–1 700 м переважають злакові та різнотравно-злакові степи.

Фізико-географічна область Колхидська та Куро-Араксинська низовини

Колхидська низовина тектонічно приурочена до синклінарного прогину. Це низька територія алювіально-акумулятивного походження з теплим і вологим субтропічним кліматом. Дренується Ріоні, Інгурі та іншими ріками, у минулому сильно заболочена та вкрита вічнозеленими лісами. Тепер осушені землі використовують під плантації субтропічних культур.

Куро-Араксинська низовина розташована в нижній течії згаданих річок. Це плоска алювіально-акумулятивна рівнина, приурочена до міжгірного прогину з висотами менше 200 м, а в центральних і східних частинах нижче рівня океану. Рельєф ускладнений конусами винесення річок, пасмами, зниженнями, пагорбами з грязьовими вулканами. Клімат теплий, сухий, зі спекотним літом і незначними опадами (до 200–400 мм), тому переважають напівпустельні ландшафти сухих тропіків. На зрошуваних землях вирощують гранати, мандарини, хурму.

—◎ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА ПЕРЕДНЬОАЗІЙСЬКІ НАГІР'Я

Фізико-географічна область Малоазійське нагір'я

Область Малоазійське нагір'я (Мала Азія) займає одноіменний півострів, який далеко виступає на захід і омивається Чорним, Мармуровим, Егейським та Середземним морями.

Мала Азія належить до Альпійсько-Гімалайського геосинклінального поясу, а формування сучасного рельєфу відбувалося

в останню фазу альпійського орогенезу – неогені та початку четвертинного періодів. Тоді ця територія разом із прилеглим Середземноморським басейном була розбита на блоки, що зазнали диференційованих підняттяв та опускань. У цей час Мала Азія від'єдналася від Балканського півострова, утворилися Егейське та Мармурове моря, протоки Дарданелли та Босфор, а також відбулося розчленування берегової смуги. Підняття посилили процеси ерозії, що призвело до сильного розчленування гірських масивів області, особливо окраїнних. У центральній частині півострова утворився бриловий рельєф із вираженими ділянками давніх пенепленів і слідами недавнього омолодження. По лінії розломів активізувався вулканізм, особливо у східних районах нагір'я.

Основними формами рельєфу Малої Азії є плоскогір'я, що займають внутрішню частину півострова, та гірські масиви, які оточують ці плоскогір'я з півночі та півдня. *Анатолійське плоскогір'я* займає серединний масив і характеризується пенепленізованими поверхнями (800–1 500 м) із окремими острівними горами. *Понтійські гори* і гори *Тавр* субширотно простягаються паралельними пасмами, розділеними поздовжніми долинами та мають альпійський рельєф із окремими ділянками виположених поверхонь. Вони круто обриваються до узбережжя, де відділені від моря неширокою смугою низовин. У мезозойських вапняках, якими переважно складені ці гори, широко поширені карстові процеси.

Клімат півострова субтропічний середземноморський, з наростанням посушливості у східному напрямку, що зумовлено атмосферною циркуляцією та рельєфом. Для більшої частини території переважають зимово-весняні опади, що приносять вологі повітряні маси з Атлантики (західне перенесення повітряних мас). Вони рясно звожують західні навітряні схили гір (понад 1 000 мм), а внутрішні та східні частини Анатолійського плоскогір'я отримують значно менше опадів (до 200 мм). Північні схили Понтійських гір звожуються рівномірно протягом року (до 3 000 мм), оскільки у літній період вони перебувають під впливом вологих північно-західних вітрів, а у зимовий – цикло-

нальних опадів полярного фронту. Температурні відмінності визначаються не тільки географічною широтою, а й абсолютними висотами та віддаленістю від моря – в горах та внутрішніх районах середні температури січня нижчі 0°C, на північному узбережжі +5°C, південному – +10°C; липневі температури – +15°C, +20°C у гірських та внутрішніх районах і +25°C, +30°C на узбережжях.

Кліматичні умови території не сприяли формуванню густої гідрологічної мережі. Ріки маловодні, мають гірський характер, типовий середземноморський режим, який порушують літні паводки, пов'язані з таненням снігу в горах. Озерні улоговини тектонічного, карстового та реліктового (залишкового) походження. Переважають безстічні солоні озера.

Ландшафти півострова різноманітні, а їхнє поширення визначається зволоженням і рельєфом території, тому варто детальніше зупинитися на їхній характеристиці.

Анатолійське плоскогір'я охоплює внутрішню частину Малої Азії. Його поверхню представляють: пенепленізовані кристалічні палеозойські масиви; столові плато, кристалічна основа яких перекрита палеоген-неогеновими вапняками; окремі брилові хребти (Внутрішній Тавр); безстічні улоговини, у формуванні яких поряд із тектонікою значна роль належить карстовим процесам. Денудаційно-ерозійні поверхні внутрішніх плоскогір'їв місцями перекриті лавовими плато та конусами згаслих вулканів, найвищі з них розташовані на південний захід від оз. Туз (вул. Ерджіяс, 3 917 м був активним в історичний час).

Найбільшою рікою плоскогір'я є *Кизилірмак* (басейн Чорного моря), русло формує велику дугу, оконтурюючи його центральну та східну частини й дренує низку внутрішніх улоговин. Пониження безстічних улоговин займають солоні пересихаючі озера, найбільшим з яких є оз. Туз. Це озеро мілководне (середня глибина 2 м), солоне (320 ‰), влітку частина озера пересихає, на дні утворюється шар солі завтовшки 30 см, що забезпечує розвиток місцевої солевидобувної промисловості.

Оскільки у центральній частині плоскогір'я опадів випадає менше 200 мм, і тільки на окраїнах їхня кількість збільшується до

400–500 мм, ландшафти мають риси аридності. На бурих ґрунтах напівпустель розвивається розріджений рослинний покрив – ксерофітні чагарники, чагарнички (втім числі подушкоподібні) та трав'яна рослинність представлена ковиловими злаками й ефемерами. Вздовж рік ростуть галерейні ліси, навколо озер – галофіти. У зволоженіших місцях трапляються залишки лісів (сосна, ялівець, дуб).

Понтійські гори простягаються двома паралельними пасмами вздовж північної окраїни півострова, відділяючи Анатолійське плоскогір'я від Чорного моря, до узбережжя якого круто обриваються. Вони складені докембрійськими та палеозойськими кристалічними породами, оскільки альпійський орогенез охопив окраїну давнього масиву, та місцями вулканічними породами, поширення яких збільшується у східному напрямку. Західна частина цієї гірської системи (Західнопонтійські гори) роздрібнені скидами та розчленовані ерозією, характеризується невисоким рельєфом (до 2 000 м), м'якими контурами вершин та схилів. Широкі улоговини та долини густо заселені. Східнопонтійські гори вищі (понад 3 000 м), крутосхилі але менш розчленовані. У верхніх частинах є альпійські форми рельєфу (сліди плейстоценового зледеніння) та сучасні невеликі льодовики. Між Західними та Східними Понтійськими горами розташовані значно нижчі та розчленовані Середньопонтійські гори (Джанік), у підніжжі яких лежать заболочені дельтові рівнини Кизилірмака та інших рік.

Вологий теплий клімат причорноморського схилу Понтійських гір зумовлює розвиток багатой за видовим складом гірсько-лісової рослинності. Вузька узбережна рівнина та передгірські схили зайняті культурними ландшафтами. Низовинні ліси узбережної колхидської зони сформувалися на червоноземах та поширені до висоти 400 м. У деревостані переважає ясен, вільха, дуб, граб, вони густо перевиті ліанами та мають густий підлісок. Вище, до 600–700 м на лісових буроземах поширені широколистяні ліси, складені буком, каштаном, грабом із домішками липи, клену, у підліску – лавровишня, понтійський рододендрон. Широколистяні породи поступово замінюються хвойними, і з ви-

соти 1 300 м панують гірські ялинові ліси, які переходять у пояс криволісся та чагарників. Вище 2 000 м поширені субальпійські та альпійські луки, трапляються плями сніжників. Південні схили Східнопонтійських гір вкриті рідколіссям із ксерофітних видів дубу, сосни та ялівцю. У центральній частині нагір'я у зв'язку з наростанням сухості переважають чагарники (шибляк) із гірськими ксерофітами (різні види астрагалу та акантолимонів).

Гори Тавр – це загальна назва південних окраїнних різно орієнтованих хребтів Малої Азії з висотами 2 000–3 000 м. Вони належать до альпійсько-гімалайських гірських споруд та складені переважно мезозойськими вапняками, за меншого поширення кристалічних та метаморфічних порід. З поширенням вапняків пов'язаний значний розвиток карстових процесів і карстового рельєфу. Гірські хребти Тавру об'єднують у три масиви: Західний Тавр – найвищі хребти сягають 3 000 м, мають переважно плоскі закарстовані вершини, схили розчленовані річковими долинами та круто обриваються до моря; Центральний Тавр – найвищий (до 3 700 м) із глибоко розчленованим рельєфом, форми якого нагадують альпійські. Значні площі масивів представлені голими кам'янистими плоскогір'ями, карровими полями та ребристими хребтами.

Клімат та ґрунтово-рослинний покрив приморських схилів та вузьких виступів берегової низовини мають типові середземноморські риси. Значна кількість опадів (1 000–1 500 мм, місцями до 3 000 мм) та середні зимові температури понад +10°C визначають круглолітню вегетацію рослин. На низовинах та нижніх частинах схилів на червоноземах та коричневих ґрунтах переважають плантації цукрової тростини, бавовнику, фінікових пальм. У минулому ці території до висоти 800–1 000 м вкривали зарослі маквісу (чагарниковий дуб, лавр, суничник, маслина, жасмин, фісташка, олеандр), а вологіші схили – ліси з середземноморських видів широколистяних (дуб, каруба, каштан, мигдаль) та хвойних порід (ліванський кедр, кілікійська ялиця, сосна та ялівець). Вище – пустища та гірські луки.

Фізико-географічна область Вірменське нагір'я

Вірменське нагір'я простягається від південних передгір'їв Малою Кавказу до Месопотамії, а зі сходу та заходу оточене Іранським та Малоазійським нагір'ями, межі між якими орографічно не виражені. Воно характеризується масивністю форми за відсутності великих масивів внутрішніх плоскогір'їв, значними абсолютними висотами, широким проявом вулканізму та лавових виливів.

Тектонічно Вірменське нагір'я належить до Середземноморського сегмента Альпійсько-Гімалайського геосинклінального поясу, активність якого не завершена, про що свідчить висока сейсмічність регіону. В альпійську епоху горотворення внаслідок скидово-брилових диференційованих підняття давніших структур (каледонітів) утворилася складна система хребтів та прогинів. Загальне підняття в кінці неогену супроводжувалося інтенсивними вертикальними рухами, розломами, вздовж яких виливалися лави, що тривало і в четвертинний період. Перші фази цього тривалого вулканічного циклу відзначилися потужними виливами лужних лав, які перекрили значні території нагір'я базальтовими товщами, згладивши попередні нерівності рельєфу. Над цими вулканічними покривами піднімалися хребти. У час пізніших етапів прояву вулканічної діяльності проходили виверження лав андезитового типу з формуванням велетенських вулканічних конусів, які сягають кількох тисяч метрів абсолютної висоти. Тому на Вірменському нагір'ї широко представлені вулканогенно-осадові товщі мезо-кайнозойського віку, інтрузії гранітів переважно верхньокрейдного та палеоген-неогенового віку, пліоцен-четвертинні лавові поля лужних базальтів, великі стратовулкани, складені потоками базальтів та товщами туфів.

Для рельєфу Вірменського нагір'я характерне поєднання лавових плато та плоскогір'їв заввишки 1 500–3000 м зі ступінчастими схилами, міжгірних улоговин та долин. Оскільки улоговини не мають єдиного базису ерозії, то лежать на різних висотах (від 700 до 2 000 м), частина з них зайнята озерами. На фоні виположених високих лавових плато та плоскогір'їв піднімаються гірські складчасто-брилові (Карадаг, Карабахський) та вулка-

нічні (Агридаг) хребти, що сформувалися вздовж тектонічних розломів. Поодинокі височіють ізольовані конуси стратовулканів. Найвищими вершинами нагір'я є погаслі вулкани Арарат (складається з двох вулканічних конусів, що злилися підніжжями – Великого Арарату висотою 5 122 м та нижчого Малого Арарату), Себелан (4 811 м) та Арагац (4 090 м), активним є вулкан Тендюрек (3 533 м).

Клімат Вірменського нагір'я субтропічний континентальний з тривалою холодною зимою та сухим помірно теплим літом. На його характеристики впливає віддаленість від морів, значні абсолютні висоти та розчленованість рельєфу. Максимум опадів майже всюди спостерігається весною та на початку літа. У зимовий час опадів мало, оскільки над нагір'ям усталюються антициклональні умови, тільки на заході зимові та весняні опади різко переважають над літніми. Загалом найбільше опадів (понад 1 000 мм) випадає на зовнішніх, повернутих до морів схилах гірських хребтів та окремих вулканів. У замкнутих улоговинах кількість опадів зменшується від 500–750 мм на заході до 300–500 мм у східній частині нагір'я.

Для всієї області характерна холодна стійка зима, середня температура січня опускається до -5°C на рівнинах, та до -10°C , -15°C у горах. В окраїнних горах та на заході випадає багато снігу. Влітку, в замкнутих улоговинах середні липневі температури перевищують $+25^{\circ}\text{C}$. На схилах гір та відкритих плато літо помірно тепле, або прохолодне (середня температура у липні не вища $+18^{\circ}\text{C}$). На вершинах найвищих гір протягом року переважають від'ємні температури, вершини Великого Арарату й Арагацу вкривають сучасні льодовики (снігова лінія лежить на висоті 4 200–4 300 м).

Ріки нагір'я численні, але маловодні, що зумовлено як кліматичними умовами (мала кількість опадів), так і геологічною будовою (тріщинуваті базальти, андезити, а особливо туфи, зменшують поверхневий стік). Найбільші ріки – Тігр, Євфрат, Аракс, та їхні притоки радіально розходяться від центра до периферії. Вони мають гірський характер течії та різкі коливання рівнів. Оскільки живлення рік льодовикове, снігове та дощове, з пере-

важанням останнього, то максимум витрат спостерігається наприкінці весни. Найповноводніші ріки стікають із навітряних схилів у бік Чорного та Каспійського морів.

На Вірменському нагір'ї багато великих озер. Вони розташовані у широких тектонічних улоговинах, що є центрами внутрішнього стоку. Озера лежать на значних гіпсометричних висотах, переважно безстічні та засолені. Найбільшим з них є озеро Урмія (Резайє) площею 5,8 тис. км², розташоване на висоті 1 300 м у найбільшій улоговині нагір'я. Воно солоне (220 ‰), мілководне (максимальна глибина 16 м) та міняє свій рівень і обриси залежно від сезону, при весняних розливах затоплює навколишні низовини. Другою великою водоймою є озеро Ван, теж безстічне, але менш солоне (20 ‰), розташоване на висоті 1 700 м. Третє за площею озеро Севан розташоване на висоті 1 900 м, прісне, оскільки з нього витікає р. Раздан. Окрім згаданих, є ще багато дрібніших озер тектонічного, вулканічного та льодовикового походження.

Значна висота нагір'я та пов'язані з нею відмінності у температурному режимі й зволоженні визначає чітку вираженість висотних поясів. Долини та улоговини займають сухі степи (переважно розорані) та полиново-солянкові напівпустелі на сіроземах, ясно-каштанових, бурих та сіро-коричневих ґрунтах. Зволоженіші схили гір (від 800 до 1 400 м) вкриті гірськими степами на чорноземах, вище – дубово-соснові та ялівцеві рідколісся на бурих лісових ґрунтах, котрі на навітряних схилах із річною кількістю опадів понад 2 000 мм переходять у повноцінні ліси. На сухих схилах гір переважають чагарникові зарослі типу маквіс. Вище на сухих схилах поширені гірські степи, на вологих – альпійські луки. У долинах розвинуте оазисне землеробство, виноградарство, садівництво.

Фізико-географічна область Іранське нагір'я

Іранське нагір'я належить до Альпійсько-Гімалайського геосинклінального поясу. У його центральній частині виділяється роздроблений та місцями сильно перероблений давній серединний масив, оконтурений кайнозойськими гірськими спорудами. Останній етап альпійського горотворення частково сформував та підняв окраїнні

складчасті гірські хребти. Оскільки внутрішні частини нагір'я на той час були відносно стійкими масивами, процеси підняття супроводжувалися розломами та вулканічною діяльністю.

Складна тектонічна будова відображена у рельєфі нагір'я – нижчі внутрішні області, які складені давнішими та стійкішими серединними масивами, оконтурені середньовисокими гірськими дугами, що піднялися в альпійській орогенезі.

Північну окраїну Іранського нагір'я формують гори Ельбурс, Туркмено-Харасанські (Копетдаг та Нішапурські) гори і Паропамиз. Гірська система *Ельбурс* простягається вздовж південного узбережжя Каспійського моря та складається з кількох паралельних хребтів висотами 2 000–4 000 м. Хребти характеризуються крутосхилим та глибоко розчленованим вузькими долинами рельєфом, а найвища вершина – вул. Демавенд (5 604 м) більш ніж на кілометр перевищує всю гірську систему та вкритий невеликим льодовиком (рис. 30). Від узбережжя Каспійського моря гори відділені вузькою смугою низовини, поверхня якої є нижчою від рівня моря та місцями значно заболочена.



Рис. 30. Ельбурс, вулкан Демавед

Східніше Ельбурс переходить у систему *Туркмено-Харасанських гір*, складену двома смугами хребтів, розділених депресією. Їхню північну дугу утворює *Копетдаг* – система кулісоподібно розташованих хребтів із висотами 2 000-3 000 м. Низкою улоговин Копетдаг відділений від південної смуги хребтів – *Нішанурських гір*. Вони менш розчленовані та складені відособленими масивами, розділеними улоговинами.

Гори *Паропамиз* відділені від Туркмено-Харасанських гір ущелиною ріки Теджен. Вони складені субширотними паралельними хребтами, розділеними поздовжніми долинами верхніх течій рік Мургаб та Гарі-Руд.

Західну та південну окраїни Іранського нагір'я утворюють гори, які характеризуються подібною геологічною будовою та рельєфом: на північному заході це гори *Загрос*, що простягаються до Ормузької протоки, а вздовж Оманської затоки – гори *Макран*. Гори середньовисокі (1 500–2 500 м), тільки у центральній частині Загроса окремі масиви перевищують 4 000 м. Вони складені паралельними розчленованими хребтами, розділеними широкими поздовжніми депресіями, частина з яких зайнята озерами та солончакми. У підніжжі гір вздовж Оманської та Перської затоки простягається вузька (40–50 км) приморська низовина з плоскою, місцями заболоченою поверхнею.

Схід Іранського нагір'я оконтурюють *Сулейманові гори*. Вони утворюють дугу майже меридіонально витягнутих паралельних хребтів із висотами 1 800–2 100 м (найвища 3 441 м), розділених наскрізними долинами. Гори круто обриваються на схід до долини Інду та поступово знижуються у західному напрямку.

Внутрішню частину Іранського нагір'я займають рівнини та улоговини, які чергуються з середньовисокими (Середньоіранські, Східноіранські та Середньоафганські) горами. Значно поширені поверхні вирівнювання, місцями трапляються згаслі вулкани. Середньоіранські гори витягнуті з північного заходу на південний схід у внутрішній південно-західній частині нагір'я майже паралельно до Загросу. Вони складені переважно осадовими та вулканогенними породами. Вершини головного хребта

Кухруд піднімаються на висоту понад 4 000 м (погаслий вулкан Хезар 4 420 м) при середніх висотах 1 000–2 000 м. Південно-західний схил цього хребта утворений вулкано-тектонічними структурами. У центральній частині нагір'я з півночі на південь майже на 1 000 км простягаються Східноіранські складчасто-брилові гори. Їх формують кілька кулісоподібно розташованих, переважно середньовисоких хребтів із виположеними поверхнями та плоскогір'я Серхед. На ньому розташована найвища вершина цієї гірської системи – погаслий вулкан Тефтан (4 042 м), більшу частину року вкритий снігом. Середньоафганські гори (Газараджат) займають північно-східну частину Іранського нагір'я. Вони представлені кількома хребтами з висотами 2 000–4 000 м, що віялоподібно розходяться від західного краю Гіндукушу, поступово знижуючись на захід та північний захід.

Внутрішні рівнини та улоговини Іранського нагір'я мають висоти 200–800 м і складені глинистим, переважно соленосними відкладами палеогенового віку, а їхні знижені частини часто зайняті мілководними солоними озерами або солончаковими болотами (солончаки займають третину площі рівнин Іранського нагір'я).

Серед пустельних рівнин виділяється солончакова пустеля *Деште-Кевір* (Велика Соляна пустеля). Вона займає кілька безстічних глинистих солончакових улоговин (400–800 м) у північній частині Іранського нагір'я, над якими подекуди піднімаються поодинокі останцеві гори. Улоговини зайняті глинистими такирами, корковими солончаками, пересихаючими солоними болотами (кевіри), а на окраїнах зустрічаються масивами пісків. На значних територіях соляні пласти утворюють потужні шари, вони розбиті полігональними тріщинами та розділені соляними торосами метрової висоти.

Пустеля *Деште-Лут* розташована на південь від пустелі *Деште-Кевір* та займає кілька плоских безстічних улоговин із висотами до 200 м, розділених гірськими кряжами та вулканічними формами заввишки до 2 000 м. У західній частині пустелі великі площі охоплюють такири та солончаки, є кам'яністі простори,

на сході – масиви пісків, що формують дюни заввишки до 200 м. Пустеля цікава своєрідними формами фізичного звітрювання “ярдангами”, висота яких сягає 80 м (внесена до списку Всесвітньої спадщини ЮНЕСКО).

Піщана пустеля *Peristan* сформувалася у південно-східній частині Іранського нагір'я на пологій рівнині, висоти якої поступово знижуються зі сходу на захід від 1 500 до 800 м. Для неї характерний рельєф, складений меридіональними закріпленими піщаними пасмами та рухомими барханами висотою до 60 м. На захід від Регістана та на північ від р. Гільменд розташована глинисто-щебениста пустеля *Дашти-Марго* (Долина смерті).

Близьке розташування до північного тропіка, простягання високих гірських масивів на шляху до основних потоків повітряних мас та ізолюваність внутрішніх районів сприяють формуванню на більшій частині Іранського нагір'я субтропічного континентального типу клімату зі спекотним літом та помірною зимою. Тільки його південна частина має ознаки більш м'якого тропічного клімату.

Взимку та на початку весни над нагір'ям простягається полярний фронт, вздовж якого поширюється атлантичне повітря та випадає максимальна кількість опадів. Значна частина вологи залишається на навітряних схилах гір, особливо на південних та північних окраїнах, де середньорічна кількість опадів сягає 500–1 000 мм, а у внутрішніх частинах опадів випадає мало – до 200 мм, у пустелі Деште-Лут до 100 мм, а місцями менше 50 мм за рік. Континентальність наростає у східному напрямку – схили західних гір отримують до 500 мм, східних – не більше 300 мм. Середня січнева температура змінюється від +1°C, +3°C на півночі до +13°C на півдні. Інколи, під час проходження арктичного повітря, температура знижується до -25°C, холодне повітря застоюється в улоговинах. Вторгнення тропічного повітря спричинює відлиги в горах та розливи рік.

Влітку над територією Іранського нагір'я встановлюється стійка барична депресія (Південноазійський мінімум) із пануванням сухого та спекотного тропічного повітря. Постійне та

потужне перенесення повітря у депресію з півночі та заходу виражений сильними літніми вітрами. Північні вітри зволожують прикаспійські схили Ельбурсу, де випадає 1 000–2 000 мм за рік. Дощі випадають і на східних схилах Сулейманових гір, що потрапляють під вплив вологого літнього екваторіального мусону. Середні липневі температури повітря на території в межах +25°C, в улоговинах та на південному узбережжі вищі – до +30°C, +32°C. Максимальні температури (понад +50°C) фіксували у пустелі Деште-Лут.

Аридність клімату Іранського нагір'я не сприяє розвитку гідрологічної мережі. Рік мало, більшість водотоків наповнюються водою лише у час дощів, вони губляться у пісках, або впадають у солоні озера чи солончаки. Тільки на узбережжі Каспійського моря та в окремих добре зволжених частинах гірських масивів ріки мають постійний водотік. Максимум витрат припадає на весняний період (танення снігів та випадання дощів). Найдовшою є ріка Гільменд (1 150 км), яка має витoki на схилах Гіндукушу та впадає в озеро Хамун, утворюючи заболочену дельту, рукави якої мігрують або губляться в пісках. Вздовж великих рік розташовані заселені оазиси.

Для зрошення використовуються не тільки річкові води, а й ґрунтові та дощові. Для цього здавна застосовують гідравлічну систему споруд “кяризів”, одну з яких (Шуштарі) внесено до списку ЮНЕСКО.

Багато рік стікають у внутрішні безстічні улоговини, дно яких займають озера, здебільшого мілководні та солоні, змінюють свої розміри та обриси відповідно до сезону та кількості опадів. Улітку вони частково або зовсім пересихають, перетворюючись на солончакові болота та солончаки.

Кількість опадів та сезонність їхнього випадання визначають особливості рослинного покриву, ґрунтів та культурної рослинності Іранського нагір'я. Тому переважає пустельна, напівпустельна та степова рослинність, і тільки схили гір, повернуті до вологих вітрів, вкривають ліси. Густі та багаті за видовим складом є ліси Прикаспійської низовини та прилеглих схилів

Ельбурсу були прихистком неогенової флори, тому зберегли високу реліктовість та ендемічність. На вузькій прибережній низовині та нижніх схилах гір ростуть перська парротія (залізне дерево), каштанolistий дуб, звичайний граб, а по краях тростинних боліт – вільха та лапина. У цьому поясі ліси зведені, а на розчищених ділянках культивують рис, тютюн, на схилах – чайні та виноградні плантації. На схилах Ельбурсу до висоти 700 м на бурих лісових ґрунтах ростуть краще збережені дубово-залізні ліси, за видовим складом подібні до низинних, але до них додаються самшит, каспійська гледичія, клени, перевиті плющем, виноградом, ожиною. У підліску густі зарості мушмули, аличі, глоду, гранатника. Вище теплолюбні види замінені буками, а з висоти 1 000 м домінують граби. На висоті 2 100 м пояс криволісся змінюють гірські луки, у сухіших районах – гірські ксерофіти. Снігова лінія лежить на висоті 4 100–4 500 м. Також вкриті лісами південні та східні схили Сулейманових гір, що розташовані на шляху індійського мусону та отримують значну кількість літніх опадів. До висоти 2 500 м основною лісоформуючою породою є вічнозелений дуб; вище, до 3 300 м поширені хвойні ліси з сосни, гімалайського кедра, ялиці; ще вище, до висоти 3 700 м – субальпійські луки. Подібні лісові ландшафти характерні для південних хребтів Паропамизу, які теж потрапляють під вплив мусонної циркуляції, але значно ослабленої: їхні південні схили до висоти 2 700 м вкривали листопадні ліси, північні – хвойні ялиново-ялицеві, а вище переважає ялівцеве рідколісся, що переходить в альпійські луки. Світлі розріджені ліси складені різними видами дубів, ясенем, кленом із домішками вічнозелених міртів та фісташок, поширені на південних схилах тропічного Загросу. У Середньоафганських горах трапляються масиви низькорослих розріджених фісташкових лісів, які з висотою змінюються чагарниковими зарослями мигдалю, барбарису, арчі. Уздовж рік поширені чинари та тополі.

Як було зазначено, у рослинному покриві переважають формації гірських ксерофітів, пустель і сухих степів. Поширені формації “іранської фригани” – зарості гірських ксерофітів із колючих не-

високих чагарників та подушкоподібних (астрагали, еспарцети, акантолиimoniки). Вони трапляються на рівнинах і плато внутрішньої частини нагір'я, на недостатньо зволжених схилах гірських хребтів, де місцями утворюють суцільні зарості, але частіше є поодинокими екземплярами. Вертикальна зональність проявляється у зміні гірських пустельних та напівпустельних формацій степовими або гірськими ксерофітами у верхньому поясі.

У рослинному покриві глинистих пустель переважають полинові, на піщаних дюнах ростуть різні види саксаулів, чінгіль, джужгун. У пустелях Іранського нагір'я є понад 40 видів тамарисків (на західній окраїні Деште-Лут ростуть унікальні тамарискові ліси заввишки до 10 м). У пустелях південної частини нагір'я, розташованій в межах тропічного поясу, поширені акації, пустельний лишайник манна.

—◎ 3. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА МЕСОПОТАМІЯ

Фізико-географічна країна Месопотамія (Межіріччя) охоплює середню та нижню течії рік Тігр і Євфрат та простягається у південно-східному напрямі майже на 1 200 км, при ширині 300–400 км. Це один з найдавніших центрів цивілізації, адже на її території 5 тис. років тому виникли перші держави – Ассирія (на півночі), а на основі зрошувального землеробства південних низовин – Шумерська цивілізація, Вавилонське царство та ін.

Рівнинний рельєф, посушливий субтропічний клімат, який на півдні переходить у тропічні пустелі, та наявність двох транзитних рік, давня культура іригаційного землеробства та тогочасні нафтові промисли – основні особливості цієї країни.

Тектонічно Месопотамія приурочена до крайового прогину між Альпійсько-Гімалайським геосинклінальним поясом і Аравійською платформою. Прогин заповнений моласовими товщами палеогенових, неогенових та четвертинних відкладів, які залягають горизонтально, або зі слабким нахилом на схід та перекритих сучасним алювієм. Давніші породи виходять на поверхню по окраїнах області. Геолого-тектонічні умови були сприятливими

для формування покладів нафти, видобуток якої лежить в основі економіки країн цього регіону.

Поверхня країни переважно рівнинна, але за гіпсометричним положенням у рельєфі виділяють два гіпсометричні рівні – *Верхню Месопотамію (Джезіре)* та *Нижню Месопотамію (Ірак-ель-Арабі)*. Межа між ними проходить вздовж чітко вираженого уступу заввишки до 100 м на північ від м. Багдада. Верхня Месопотамія займає північно-східну частину країни, прилягає до Вірменського плато та Сирійської пустелі й має слабкий загальний похил на південний схід. У рельєфі представлена невисокими (200–450 м) столовими плато з хвилястою поверхнею та окремими підняттями, висоти яких перевищують 1 000 м. Підвищення чергуються з депресіями, зайнятими солончаками. Плато розчленоване глибокими, переважно сухими руслами, врізаними в алювіальні наноси на 40–50 м. Нижня Месопотамія – це плоска алювіальна низовина з висотами до 100 м, яка поступово знижується до Перської затоки, де закінчується великою дельтою (рис. 31). Вона періодично залита паводковими водами, а її дельтова рівнина, яка розчленована численними рукавами Шатт-ель-Араба, заболочена.



Рис. 31. Нижня Месопотамія

Для кліматичних умов Месопотамії характерний перехід від субтропічного (близького до середземноморського) клімату північних територій до пустельного тропічного на півдні. Взимку у Верхню Месопотамію проникають циклони з Атлантичного океану та приносять опади. Нижня Месопотамія, яка розташована на південь, перебуває під впливом тропічних континентальних повітряних мас, атлантичні циклони рідко проникають на її території. Влітку над всією Месопотамією переважають північно-західні вітри з Азорського антициклону, що приносять сухе спекотне тропічне повітря. Тому у північній частині Месопотамії добре виражений хоч і не тривалий зимовий дощовий період, річна сума опадів перевищує 300 мм, а на підвищеннях досягає 500–700 мм. На південь, внаслідок послаблення циклонічної діяльності, дощовий період не виражений, кількість опадів зменшується до 200 мм, а місцями до 100 мм і менше, але дощі випадають переважно взимку.

Літо на всій території Месопотамії сухе та спекотне з середніми липневими температурами понад $+30^{\circ}\text{C}$, максимумами досягають $+45^{\circ}\text{C}$, $+55^{\circ}\text{C}$. Середні температури найхолодніших місяців змінюються з півночі на південь від $+7^{\circ}\text{C}$ до $+10^{\circ}\text{C}$, а під час вторгнення холодних повітряних мас із Азійського антициклону на північних височинах бувають морози до -10°C , -15°C із випаданням снігу. У південних районах температура не опускається нижче -5°C , а на узбережжі Перської затоки нижче 0°C .

З північного-заходу на південний схід Месопотамію перетинають дві великі ріки – *Тігр* та *Євфрат*, які за 195 км до впадіння у Перську затоку зливаються й утворюють Шатт-ель-Араб. Ріки стікають із Передньоазійських нагір'їв, і у Верхній Месопотамії мають глибоко врізані крутосхилі долини зі значним ухилом. При виході на Нижньо-Месопотамську низовину Тігр та Євфрат сповільнюють течію, їхні русла розширюються та розпадаються на рукави, поміж якими є багато озер та заболочених ділянок. Євфрат у Месопотамії майже не має постійних притоків, у Тігр впадають ріки, що стікають зі схилів Загросу. Гідрологічний режим характеризується формуванням двох паводків (весняний

внаслідок танення снігів, зимовий – випадання дощів) та різко вираженою літньо-осінньою меженню. Зимовий максимум, поступово наростаючи, зливається з весняним (квітень), та призводить до затоплення значних територій у басейні Шатт-ель-Арабу.

Більшу частину Месопотамії вкривають пустельні та напівпустельні ґрунти і рослинність. Для Верхньої Месопотамії, яка отримує більшу кількість опадів, характерною є напівпустеля, що місцями переходить у сухий ксерофітний та ефимеро-різотравний степ. На схилах піднятих трапляються окремі дерева та чагарники (дуби, фісташки), вище – гірські ліси середземноморського типу. Рослинність Нижньої Месопотамії бідна, тут переважають тропічні пустелі з ксерофітною рослинністю на сіроземках (полин, верблюжа колючка, джужгун, астрагал) і солончаках (солянки). Уздовж рік на лучних і алювіально-лучних ґрунтах простягаються галерейні ліси з євфратської тополі, білої верби та тамариску. У заболочених річкових заплавах тростина (висотою до 8 м) формує непрохідні зарослі. На півдні росте фінікова пальма, як в дикому стані, так і в культурі. Окрім неї вирощують ячмінь, пшеницю, а на зрошуваних плантаціях культивують рис і бавовну.

—◎ 4. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА КРАЇНА АРАВІЙСЬКИЙ ПІВОСТРІВ

Фізико-географічна країна Аравійський півострів займає одноіменний півострів (включно з Сінайським півостровом та середземноморським узбережжям) площею понад 3 млн км². Він розташований на південному заході Азії та відокремлений від неї Перською затокою й Аравійським морем, а від Африки – вузьким Червоним морем.

У тектонічному відношенні вся країна (за винятком смуги, що прилягає до Оманської затоки) відповідає докембрійській Аравійській плиті, яка відділилася від Африканської платформи внаслідок формування грабена Червоного моря та в неогене-

ні приєдналася до Азії. На заході, південному заході та центрі півострова на поверхню виходять метаморфічні та кристалічні породи протерозою Аравійського та Аденського щитів, які зазнали тривалої денудації. У східній частині кристалічна основа перекрита юрськими, крейдовими та палеогеновими морськими відкладами (переважно вапняками та пісковиками), які залягають горизонтально або зім'яті в складки. Сучасний рельєф півострова сформувався у неогеновий період внаслідок інтенсивних тектонічних рухів, які супроводжувалися потужними розломами з виливами базальтів та інтенсивним вулканізмом. У східній країні півострова альпійський орогенез утворив гори Хадтар (Оманські).

Країни півострова мають гірський рельєф. Вздовж узбережної низовини Середземного моря широкою смугою простягаються гірські масиви Лівану та Антілівану розділені глибоким грабеном. Висота гір перевищує 2 000 м (максимальна 3 088 м), а днища впадин розташовані нижче рівня моря (Мертве море -395 м, а його дно -751 м). Гірські масиви складені осадовими породами, подекуди прорваними інтрузіями базальтів і характеризуються вирівняними або округлими вершинами та крутими схилами.

У північно-західній та західній країнах Аравійського півострова та півдні Сінайського простягаються кристалічні гірські масиви Гіджаз і Асір, висоти яких зростають від 2 000 м на півночі до 3 000 м на півдні (3 760 м). Вони круто піднімаються над неширокою узбережною низовиною, розділені на окремі масиви блоковими зниженнями та характеризуються виположеними вершинними поверхнями з окремими зубчастими хребтами та крутими схилами і проявами вулканізму. Тут поширені вулканічні покриви, серед яких піднімаються вершини згаслих, а на узбережних островах Червоного моря – діючих вулканів.

Уздовж південних країн Аравії простягаються горстові підняття (*Єменські гори*). Вони складені горизонтально залягаючими товщами мезозойських і палеогенових вапняків і пісковиків, тому в рельєфі переважають столові плато з середніми висотами до 2 000 м, розділені глибокими ущелинами.

На південно-східній окраїні Аравійського півострова піднімаються складчасті *Оманські (Хадтар) гори* з середніми висотами 1 500 м (найвища 3 353 м). Вони утворилися в альпійську епоху горотворення, складені переважно мезозойсько-палеогеновими вапняками та характеризуються платоподібним рельєфом із обривистими схилами.

Внутрішня частина Аравії представлена різновисокими плато та рівнинами з різною геологічною будовою та рельєфом, у формуванні якого брали участь еолові процеси та аридне звітрювання. Найвищою частиною внутрішньої Аравії є *Середньоаравійське плато* (1 500–2 000 м), розташоване на схід від масивів Гіджаз та Асір. Воно складене перепленизованими кристалічними породами та подекуди перекрите неогеновими лавовими покривами ("*харра*"), тому в рельєфі переважають столові плато з окремими острівними підняттями.

Середньоаравійське плато зі сходу оконтурює дуга куєстових пасом, загальною протяжністю понад 1 200 км. Вони вироблені під час вологіших епох неогену та четвертинного періоду в полого нахилених на схід пластах мезозойських вапняків, тому пологі схили куєстів повернуті в бік Перської затоки. Їхні круті краї місцями досягають висоти до 500 м і уступами піднімаються над депресіями, заповненими піщаними відкладами, найбільшою з яких є пустеля *Малий Нефуд (Дехна)*.



Рис. 32. Великий Нефуд

На північ від Середньоаравійського плато розташована піщана пустеля *Великий Нефуд*. Її незакріплені піски формують дюни та бархани висотою до 100 м, поміж якими трапляються невисокі горби та подекуди височіють острівні гори, навколо яких поширені хамади (рис. 32).

На північ 30° пн. ш. пустеля Великий Нефуд поступово переходить у плоскі плато щербенисто-гіпсової *Сирійської пустелі*. Поверхня плато складена осадовими відкладами та має середні висоти 400–500 м, а місцями піднімається до 1 000 м. У його межах плоскі столові підняття чергуються зі сильнорозчленованими поверхнями. Для Сирійської пустелі характерні великі замкнуті зниження з пологими схилами, розчленованими сухими руслами.

Південну внутрішню частину центральної Аравії займає велика піщана пустеля *Руб-ель-Халі*. Вона простягається від східних і південно-східних окраїн кристалічних гірських масивів Ємену до гір Оману, поступово знижуючись із заходу на схід від 800 до 100 м. Подекуди рухомі бархани та пасма пісків досягають висоти 150 м. Окрім великих площ, зайнятих пісками у пустелі, є ділянки з гравійними та гіпсовими рівнинами. Пустелю перетинають сухі русла (ваді). Поступово знижуючись на схід, внутрішні частини Аравії поблизу узбережжя Перської затоки переходять у широку узбережну рівнину Ель-Хаса з середніми висотами до 100 м, представлену кам'янистими та піщаними пустелями.

Геолого-тектонічна будова Аравійського півострова зумовила формування чи не найбільших у світі покладів нафти – основу економіки регіону.

Більша частина Аравійського півострова належить до тропічного пустельного типу клімату, узбережжя Середземного моря – до субтропічного середземноморського, а Сирійська пустеля – до субтропічного пустельного, але з вираженими середземноморськими рисами. У літній період над півостровом формується стійка барична депресія (Азійський мінімум) із сухим тропічним повітрям, тому опадів майже не випадає. Тільки на крайньому південному заході (гори Ємену), мусонні південно-західні вітри приносять незначні опади. Взимку Аравія потрапляє під вплив сухих континентальних повітряних мас субтропічного максимуму, вплив якого поширюється аж до Сирійської пустелі, а на середземноморському узбережжі є нетривалий період зимових дощів, пов'язаних з проходженням полярного фронту. Так, протягом року умови циркуляції повітряних мас не сприяють зво-

ложенню. Загалом більша частина Аравії отримує менше 150 мм опадів, у пустелі Руб-ель-Халі їх менше 50 мм (дощі приносить південно-західний мусон, який іноді досягає центральних районів півострова), північна частина Сирійської пустелі – 300-400 мм, середземноморське узбережжя – 500–700 мм (понад 1 000 мм на навітряних схилах гір Лівану), Єменські гори – 750 мм, гори Оману – до 500–700 мм (орографічні зимові опади).

Аравійський півострів лежить по обидва боки від північного тропіка та при незначній хмарності отримує максимальну кількість сумарної сонячної радіації – 220 ккал/см², що зумовлює високі температури повітря протягом всього року. Середня температура найхолоднішого місяця змінюється від +10°C, до +15°C, у південних та узбережних районах зимові температури не сягають нижче +15°C, а середня наближається до +20°C. На крайній півночі (у межах Сирійської пустелі) внаслідок вторгнення холодних помірних повітряних мас трапляються заморозки. Літні температури всюди високі, окрім найвищих гірських масивів. При середніх температурах літа +25°C, +30°C абсолютний максимум досягає в різних районах +45°C, +55°C.

Значний вплив на формування погодних умов Аравії мають місцеві вітри. Хамсин – сухий, гарячий, насичений піском і пилом вітер, дме у весняний період (переважно після весняного рівнодення). Він характеризується підвищенням температури повітря до +40°C, штормовою силою та значною тривалістю (понад 30 днів). Самум (пекучий вітер) – спекотний, сухий, сильний, поривчастий, але короткотривалий, характерний для весняно-літнього періоду (квітень-вересень). Він спричинює зниження вологості повітря до 10%, підняття температури повітря понад +50°C, та супроводжується пиловими та піщаними завихреннями, піщаними бурями.

Пустельний клімат визначив характер гідрографії Аравійського півострова. Тут майже немає річок із постійними водотоками, а поширені ваді, що заповнюються водою після дощів. Вони починаються на високих гірських масивах і розходяться в бік Червоного моря, Аравійської й Перської заток та Євфрату,

довжина деяких із них сягає до 900 км. З гір Ємену стікають невеликі річки, що мають водотік у літній вологий сезон. Найбільшою річкою Аравії є Йордан. Він протікає на північному заході півострова по дні грабена Гхор між хребтами Ліван та Антіліван, перетинає озера Хула і Тіверіадське та впадає в озеро Мертве море.

Важливе значення на півострові мають підземні води, які часто залягають близько від поверхні, особливо у ваді. З ними пов'язане поширення оазисів, у яких зосереджена більша частина населення півострова.

Більша частина Аравії входить у зону пустель та напівпустель тропічного поясу, для яких характерна бідна рослинність та слабкорозвинений ґрунтовий покрив, тільки у зволоженіших гірських районах рослинність є багатшою та різноманітнішою. Значні площі займають пустелі, вкриті сипучими пісками та щебенем майже без рослинності. У вологіших районах та вздовж ваді, є ділянки розрідженої рослинності на слабкорозвинуваних пустельних ґрунтах. Найпоширенішими є ксероморфні твердолисті чагарнички (полин, ахілла, солянки) та багаторічні трави (аристіда, астрагал) із розвинутою кореневою системою. Багато ефемерів, поширені лишайники, які є панівними в екстраарідних пустелях на плоских безстічних рівнинах. В оазисах росте фінікова пальма, а на краще зволжених узбережних оазисах – кокосова пальма.

Плато Сирійської пустелі належить до зони субтропічних пустель та напівпустель із переважанням пустельно-солончаківих асоціацій, що поступово переходять у субтропічні низькотравно-чагарникові осоково-м'ятликові степи на сіроземях. Значно поширені ефемери, на півдні – невеликі переліски з дуба та фісташок.

Субтропічний клімат середземноморського узбережжя є сприятливим для вирощування цитрусових, винограду, оливкових та зернових культур, тому природна рослинність майже не збережена. На західних схилах Лівану над поясом маквісу на висотах 800–2 200 м подекуди збереглися дубові та соснові ліси з алепської сосни, а місцями навіть уцілили ліси ліванського ке-

дра. Вище їх змінюють ялівцеві чагарники. Східні, сухіші схили Лівану колись вкривали дубові ліси, нині замінені вторинними чагарниками.

На західних і південно-західних схилах Єменських гір на висотах 1 000–2 000 м типовими є рідколісся з акації, деревовидних молочаїв, мімоз, сікомори, драцени. Вище лісова рослинність змінюється трав'яно-напівпустельною. Східні схили вкриті сухими чагарниками та деревами (акації, кактусоподібні молочаї), що чергуються з ділянками саван. У горах Оману на зволоженіших східних схилах ростуть сухі тропічні ліси (дуб, фісташки) у західній частині – савани.

Фауна Аравійського півострова різноманітна, оскільки поєднує пустельні африканські та азійські види. Природні умови сприяли поширенню плазунів – кобра, гюрза, гадюка, ящірка агама та ін. Копитні представлені газелями, антилопами, хижакі – гієною, шакалом, лисицею фенек.



ПИТАННЯ ДЛЯ КОНТРОЛЮ ТА САМОКОНТРОЛЮ

1. З'ясуйте причини формування багатства флористичного видового складу фізико-географічної країни Кавказькі гори.
2. Опишіть основні форми рельєфу Великого Кавказу.
3. Порівняйте клімат західних та східних передгір'їв Великого Кавказу, з'ясуйте причини відмінностей.
4. Опишіть висотну пояси́сть Великого Кавказу, поясніть відмінності рослинного покриву північного та південного макросхилів.
5. Порівняйте ґрунтово-рослинний покрив Колхидської та Куро-Араксинської низовин, поясніть відмінності.
6. Опишіть історію формування Малоазійського нагір'я та його основні орографічні елементи.
7. З'ясуйте чинники формування клімату Малоазійського нагір'я.
8. Опишіть формування рельєфу Вірменського нагір'я, з'ясуйте його особливості.
9. Опишіть клімат Вірменського нагір'я.
10. Опишіть рельєф Гранського нагір'я.

11. Порівняйте клімат Іранського та Малоазійського нагір'я, вкажіть спільні та відмінні риси.
12. Проаналізуйте особливості гідромережі Передньоазійських нагір'їв.
13. Опишіть геолого-тектонічну будову Месопотамії.
14. Порівняйте кліматичні умови північної та південної Месопотамії, з'ясуйте причини відмінностей.
15. Опишіть гідрологічну мережу Месопотамії.
16. Опишіть сучасний рельєф Аравійського півострова та з'ясуйте його зв'язок з геолого-тектонічною будовою.
17. З'ясуйте причини аридності клімату Аравійського півострова.
18. Опишіть ландшафти найбільших пустель Аравійського півострова.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Атлас вчителя. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.
- Береговий П. М. Ботанічна географія / П. М. Береговий, М. М. Прахов. – Київ : Вища школа, 1969. – 344 с.
- Белова Н. В. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Н. В. Белова. – Івано-Франківськ, 2021. – 210 с.
- Власова Т. В. Физическая география материков (с прилегающими частями океанов) : в 2 ч. / Т. В. Власова. – Москва : Просвещение, 1986. – Ч. 1. : Евразия, Северная Америка – 417 с.
- Гаврилюк В. С. Зарубіжна Азія. Фізико-географічна характеристика : навч. посіб. для вузів / В. С. Гаврилюк. – Київ : Вища школа, 1974. – 168 с.
- Гудзевич А. В. Регіональна фізична географія (Європа та Азія) : навч. посіб. / А. В. Гудзевич. – Вінниця : Віндрук, 2005. – 464 с.
- Дідух Я. П. Популяційна екологія / Я. П. Дідух. – Київ : Фітосоціоцентр, 1998. – 192 с.
- Довідковий атлас світу. – Київ : Картографія, 2010. – 328 с.
- Исаченко А. Г. Природа мира. Ландшафты / А. Г. Исаченко, А. А. Шляпников. – Москва : Мысль, 1989. – С. 16–271.
- Ковалишин Д. І. Практикум з фізичної географії материків і океанів / Д. І. Ковалишин. – Тернопіль : Підручники і посібники, 1999. – 88 с.
- Кукурудза С. І. Біогеографія / С. І. Кукурудза. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. – С. 298–348.
- Країни світу і Україна : енциклопедія : в 5 т. / [ред. кол. : А. І. Кудряченко (голова) та ін.] – Т. 1 : Північна Європа. Західна Європа. Південна Європа. – Київ : Фенікс, 2017. – 564 с.
- Макунина А. А. Физическая география СССР / А. А. Макунина. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 296 с.
- Мала гірнича енциклопедія : у 3 т. / [за ред. Білецького В. С.] – Донецьк : Донбас, 2004. Т. 1 : А-К. – 618 с.
- Мала гірнича енциклопедія : у 3 т. / [за ред. Білецького В. С.] – Донецьк : Донбас, 2007. Т. 2 : Л-Р. – 650 с.
- Маринич О. М. Фізична географія України / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – Київ : Знання, 2006. – 510 с.
- Мильков Ф. Н. Физическая география СССР / Ф. Н. Мильков, Н. А. Гвоздецкий. – Москва : Мысль, 1976. – 448 с.
- Міхелі С. В. Фізична географія Євразії: навч. посіб. / С. В. Міхелі. – Київ : Перун, 2019. – 286 с.

Мороз С. А. Історія біосфери Землі : навч. посіб. у 2 кн. / С. А. Мороз. – Київ : Заповіт, 1996. – Кн. 2 : Геолого-палеонтологічний життєпис. – 422 с.

Огар В. В. Регіональна геологія : навч. посіб. / В. В. Огар. – Київ, 2017. : веб-сайт URL : <http://www.geol.univ.kiev.ua>

Панасенко Б. Д. Фізична географія материків та океанів: навч. посіб. / Б. Д. Панасенко. – Ч. 2. Євразія – Вінниця : ГІПАНІС, 2005. – 510 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи : навч. посіб. / І. П. Половина. – Київ : АртЕК, 1998. – 272 с.

Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник : у 2-х част. / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2020. – Ч. 2. – С. 37–188.

Потіш Л. А. Екологія : навч. посіб. / Л. А. Потіш. – Київ : Знання, 2008. – 272 с.

Регіональна фізична географія поверхні Землі : навч. посіб. / Д. І. Ковалишин [та ін.]. – Тернопіль, 2013. – 512 с.

Решетило О. Зоогеографія : навч. посіб. / О. Решетило. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2013. – 232 с.

Універсальний словник-енциклопедія / [гол. ред. М. Попович]. – Львів : ТЕКА, 2006. – 1432 с.

Физическая география материков и океанов / [под ред. А. М. Рябчикова]. – Москва : Высш. шк., 1988. – 590 с.

Фізична географія материків і океанів : у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 1 : Азія – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2009. – 643 с.

Фізична географія материків і океанів: у 2-х т. / П. Г. Шищенко [та ін.] за ред. П. Г. Шищенка. – Т. 2 : Європа – Київ : Видавн.-поліграфічний центр Київський університет, 2010. – 464 с.

Шищенко П. Г. Фізична географія СРСР / П. Г. Шищенко. – Київ : Рад. школа, 1975. – 325 с.

Щербань М. І. Клімати Земної кулі / М. І. Щербань. – Київ : Рад. школа, 1986. – 234 с.

Вчені б'ють на сполох через стрімке танення вічної мерзлоти Сибіру. Чим це загрожує людству – новини світу : веб-сайт URL : <https://tsn.ua/svit/ruynacia-mist-ta-povernennea-smertonosnix-infekciy-1390863.html>

Екологічна катастрофа: головні загрози нашій планеті у п'яти графіках. BBC News Україна : веб-сайт. URL : <https://gn-web-assets.api.bbc.com/ngas/latest/dotcom-bootstrap.js>

Кордон між Європою та Азією визначено - 7 Листопада 2010 : веб-

сайт URL : https://geografica.net.ua/news/kordon_mizs_evropoju_ta_azieju_viznacheno/2010-11-07-650

Ahti T. Vegetation zones and their sections in northwestern Europe / T. Ahti, L. Hämet-Ahti, J. Jalas. // *Annales Botanici Fennici*. – 1968. – Vol. 5. – No. 3. – P. 169–211. URL : <https://www.jstor.org/stable/23724233>

An updated Vegetation Map of China (1:1 000 000) // *Science Bulletin*. – 2020. – Vol. 65. – I. 13, 15. – P. 1125–1136. URL : <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2095927320302152>

Assessment of Surface Water Resources of Eastern Iraq / Khayyun A. Rahi. // *Hydrology*. – 2019. – Vol. 6 (3). 57. URL : <https://doi.org/10.3390/hydrology6030057>

Characteristics and changes of streamflow on the Tibetan Plateau / L. Cuo [and oth.]. // *Hydrology: Regional Studies*. – 2014. – V. 2. – P. 49–68. URL : <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.08.004>

Climate of Europe. URL : <https://www.britannica.com/place/europe/climate>

Desert types. Central Asian Desert Initiative (CADI) : URL : <https://cadi.uni-greifswald.de/en/desert-types/>

Frodin D. G. Guide to Standard Floras of the World. An annotated, geographically arranged systematic bibliography of the principal floras, enumerations, checklists and chorological atlases of different areas / D. G. Frodin. – Cambr. : Cambridge University Press, 1984. – 1100 c.

Flora ii. in Persia. Flora. Encyclopaedia Iranica. URL : <http://www.iranicaonline.org/articles/flora-ii-in-persia>

Flora of Peninsular Malaysia / R. Kiew. [and oth.]. // Forest Research Institute Malaysia. Edition: Malayan Forest Records. – 2010. – No. 49. URL : <https://www.biodiversitylibrary.org/part/229570>

Geography France. URL : <https://www.geography.name/france/>

Geography India. National Forest. URL : <https://www.tutorialspoint.com.translate.google/geography/>

Grove A. T. The nature of Mediterranean Europe: an ecological history / A. T. Grove, O. Rackham // Yale University Press. – 2003. URL : <https://www.link.springer.com/chapter/10.1007/978>

Gudmundsson A. Dynamics of volcanic systems in Iceland: Example of Tectonism and Volcanism at Juxtaposed Hot Spot and Mid-Ocean Ridge Systems / A. Gudmundsson. // *Earth Planet. Sci.* – 2000. 28:107–40. URL : <https://www.annualreviews.org/doi/pdf/10.1146/annurev.earth.28.1.107>

Hydrology of Iran. Encyclopaedia Iranica. URL : <https://www.iranicaonline.org/articles/hydrology>

Kamata H. Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc / H. Kamata, K. Kodam. URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1440-1738.1999.00241.x>.

Khayyun A. Rahi. Assessment of Surface Water Resources of Eastern Iraq / Khayyun A. Rahi, Abdul-Sahib T. Al-Madhhachi // Hydrology. – 2019. – Vol. 6 (3). 57. URL : <https://doi.org/10.3390/hydrology6030057>

Major Deserts of Asia : URL : <https://getawaytips.azcentral.com/major-deserts-of-Asia-2919.html>

Mikhailenko V. Changes in Eurasian glaciation during the past century: glacier mass balance and ice-core evidence / V. Mikhailenko. // Annals of Glaciology. – 2017. – Vol. 24. URL : <https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/changes-in-eurasian-glaciation-during-the-past-century-glacier-mass-balance-and-icecore-evidence/cb474e6ffe0dac428b8f58bf867fbc9>

McKenzie D. The mechanical structure of Tibet / McKenzie D., McKenzie J., Fairhead D. // Geophysical Journal International. – 2019. – Vol. 217. – I. 2. – P. 950–969. URL : <https://doi.org/10.1093/gji/ggz052>

Luxmoore M. As Siberia's Permafrost Thaws, Scientists Marvel At The Mammoth Treasures Beneath / M. Luxmoore. URL : <https://www.rferl.org/a/siberia-hermafrost-thaws-mammoth.31342051.html>

Netherlands. URL : <https://www.britannica.com/place/Netherlands>

Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic / Douwe J. J. van Hinsbergen [and oth.]. // Gondwana Research. – 2020. – Vol. 81. – P. 79–229. URL : <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.009>

Rawat G. S. Southern Asia: Southern India and the island of Sri Lanka / G. S. Rawat, A. Desai, H. Somanathan. URL : <http://worldwildlife.org/ecoregions/im1301>

Searle M. P. Introduction to Himalayan tectonics: a modern synthesis / M. P. Searle, P. J. Treloar. // Geological Society. – London, Special Publications. – 2019. – Vol. 483. – P. 1–17. URL : <https://doi.org/10.1144/SP483-2019-20>

Spain. Geography. Vegetation. URL : <https://www.1902encyclopedia.com/s/spa/Spain-05.html>

The edge of two worlds: A new review and synthesis on Eurasian forest-steppes / L. Erdős [and oth.]. // Applied vegetation science. – 2018. – Vol. 21. – I. 3. URL : <https://doi.org/10.1111/avsc.12382>

The Carpathians: Integrating Nature and Society Towards Sustainability /

J. Kozak [and oth.]. Publisher: Springer Berlin Heidelberg. Print ISBN: 978-3-642-12724-3. Electronic ISBN: 978-3-642-12725-0. URL : <https://www.springerprofessional.de/en/the-carpathian-challenges-for-the-central-and-eastern-/325438?fultextView=true>

The structure of the Alps: an overview / F. Neubauer [and oth.]. // Carpathian-Balkan Geological Association. XVI Congress. Salzburg Wien. – 1998. – P. 7-24. URL : https://opac.geologie.ac.at/ais312/dokumente/CBGA_016_Field_Trip_001_007_024.pdf

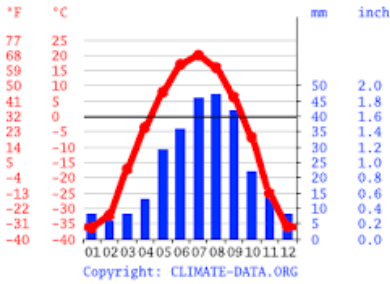
Vegetation of the Arabian Peninsula // Kluwer Academic Publishers Dordrecht Netherlands. ISBN 0792350154. – 1998. – 350 p. URL : <https://www.cabi.org/ISC/abstract/20087207437>

Williams Jr. Richard S. Glaciers of Europe / Williams Jr. Richard S., Ferrigno Jane G. URL : <https://pubs.usgs.gov/pp/1386e/report.pdf>

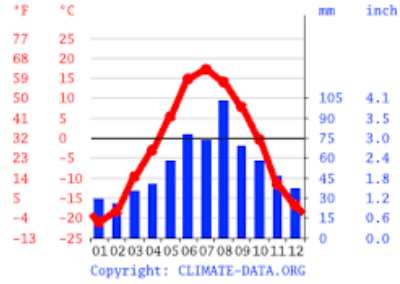
Whelley P. L. A map of active and potentially active volcanoes of Southeast Asia / P. L. Whelley, C. Newhall, K. Bradley. : URL : https://www.researchgate.net/figure/A-map-of-active-and-potentially-active-volcanoes-of-Southeast-Asia-Colors-indicate-the_fig4_27237957

ДОДАТКИ

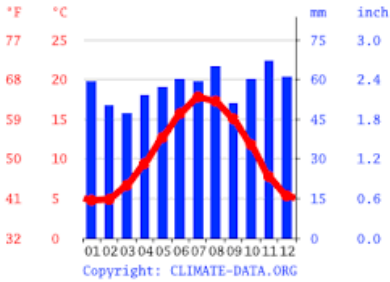
Додаток А. Кліматограми



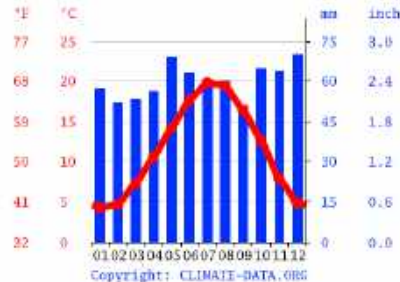
1. Якутськ



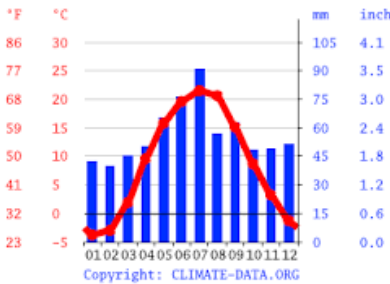
2. Сургут



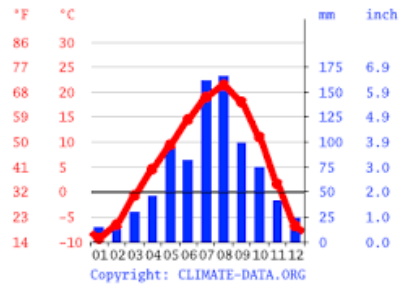
3. Лондон



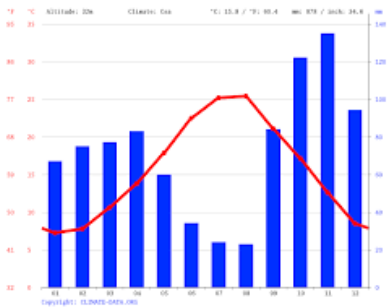
4. Париж



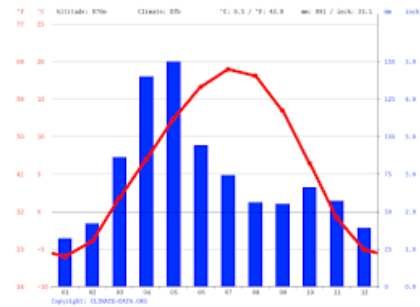
5. Київ



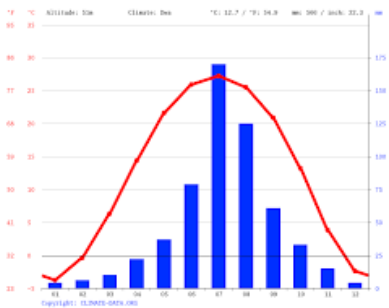
6. Владивосток



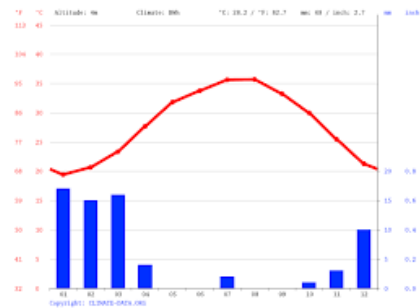
7. Рим.



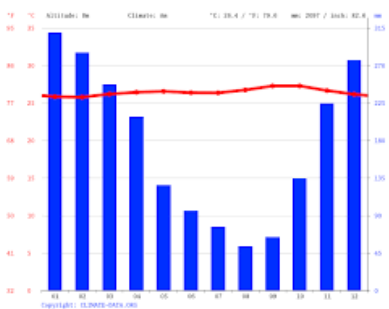
8. Алма-Ати



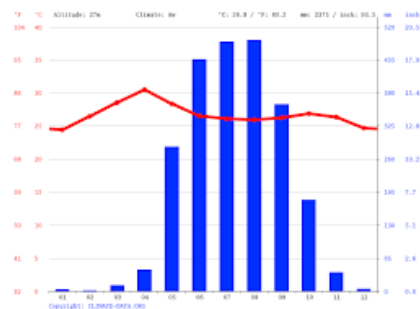
9. Пекін



10. Дубаї



11. Джакарта



12. Янгон

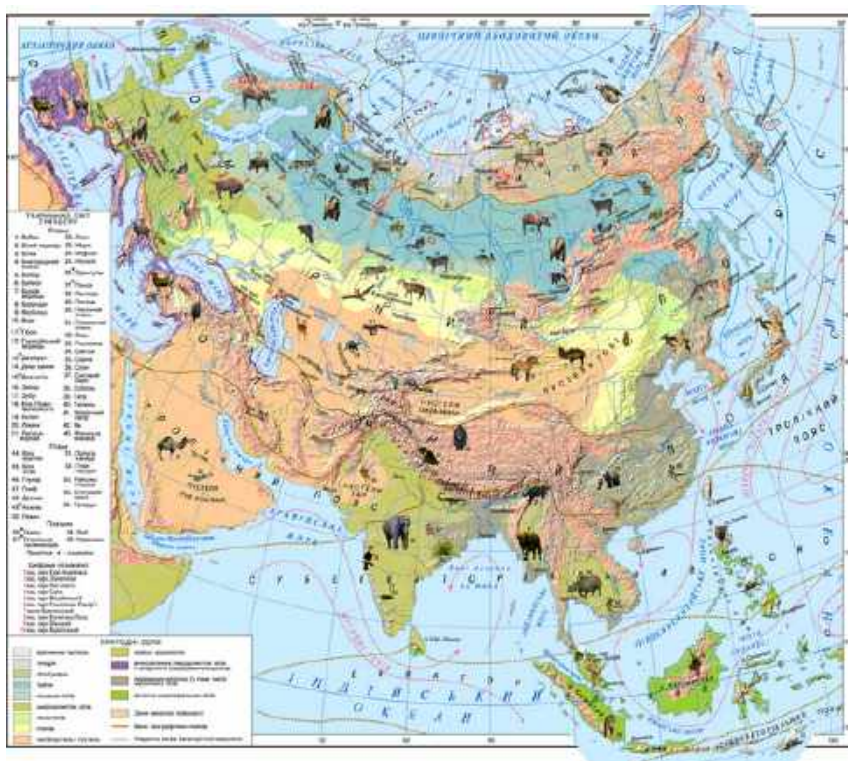
Додаток Б. Найбільші ріки та озера Євразії

Найбільші ріки Євразії		
Назва	Довжина, км	Площа басейну, км ²
Янцзи	6 300	1 808
Хуанхе	4 670	745
Меконг	4 500	810
Амур	4 444	1 855
Лена	4 400	2 490
Єнісей (з Бій-Хемом)	4 092	2 580
Об	3 650	2 990
Волга	3 531	1 360
Інд	3 180	980
Євфрат (з Муратом)	3 065	673
Сирдар'я (з Нарином)	3 019	219
Брахмапутра	2 900	935
Дунай	2 857	817
Салуїн	2 820	325
Ганг	2 700	1 120
Амудар'я (з Пянджем)	2 540	309
Урал	2 428	237
Оленьок	2 270	219
Дніпро	2 200	504
Іраваді	2 150	430
Сіцзян	2 130	437
Колима	2 129	647
Тарім (з Аксу)	2 030	952
Тігр	1 950	375
Дон	1 870	422
Печора	1 809	322
Індіг'рка	1 726	360
Хатанга (з Котуєм)	1 636	364
Таз	1 401	150
Кура	1 364	188
Дністер	1 350	72
Рейн	1 320	224
Пн. Двіна (з Сухоною)	1 302	357
Ельба (Лаба)	1 165	144
Вісла	1 068	194
Селенге	1 024	447
Зах. Двіна (Даугава)	1 020	88
Луара	1 020	120
Тахо (Тежу)	1 007	81
Лі	1 001	140

Найбільші озера Євразії		
Назва	Площа, тис. км ²	Найбільша глибина, м
Каспійське море	371 000	1 025
Аральське море	64 000	67
Байкал	31 500	1 620
Балхаш*	18 300	26
Ладозьке	1 770	215
Онезьке	9 720	100
Іссик-Куль	6 280	702
Дунтинху*	6 000	10
Урмія*	5 800	16
Венерн	5 585	100
Таймир	4 560	26
Кукунор (Цинхай)	4 200	38
Ханка*	4 190	10
Ван	3 760	145
Чудське	3 550	15
Поянху	2 771	20
Алаколь	2 650	54
Хубсугул	2 620	238
Туз*	2 500	5
Тайху*	2 210	2
Намцо (Тенгри-Нур)*	2 000	45
Чани*	1 990	10
Веттерн	1 912	120
Саймаа	1 800	58
Севан	1 360	83
Меларен	1 140	60
Інарі	1 050	60
Мертве море	1 050	306

* площа і глибина зазначені для вологого періоду

Додаток В. Карта природних зон Євразії



https://geomap.com.ua/images/g7b/materiki_files/image409.png

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А

авлакоген 145
аласи 184
алатау 189
антекліза 97, 145, 166
антикліналь 10, 98, 192, 224, 230
антиклінорій 114, 155, 181, 187, 192,
205, 223, 225, 270, 282
антициклон 26, 27, 176, 182, 190, 197,
217, 301
аридність (аридизація) 40, 71, 191,
197, 213, 288, 297
артезіанський басейн 50, 207

Б

баранячі лоби 88, 182
бархан 215, 216, 217, 295, 304
білогір'я 189
болото 98
- верхове 151
- гіпново-трав'яне 185
- евтрофне 63
- мезотрофне 63
- мінеральне 56
- низовинне 169
- пасмово-мочажне 61, 169
- солончакове 295, 297
- сфагнове 61, 62, 150, 169, 171
- торфове 91
булгунях 182, 186

В

ваді 76, 305, 306
ватти 107
вега 131

Г

гаррига 117, 128, 132, 133, 138
гейзер 50, 86, 212, 225
гести 107

гори брилові 20, 98, 186, 238, 252, 264,
284, 287
- брилово-складчасті 20, 228
- складчасті 20, 128, 221, 228,
241, 284
- складчасто-брилові 19, 96, 102,
103, 135, 136, 155, 163, 165, 175,
186, 197, 206, 210, 241, 253, 270,
290, 295
горст 88, 104, 182, 270
грабен 103, 303

Г

грунт алювіальний 71, 122, 137, 185
- андосоль 137, 256
- болотний 169
- болотно-мерзлотний 57
- бурий гірсько-лісовий 121, 122,
239, 278
- бурий лісовий 62, 65, 66, 73,
110, 111, 116, 132, 133, 137, 230,
233, 244, 256, 292
- бурий пустельно-степовий 70,
71, 199, 288
- гірсько-лучний 207, 278
- глеєво-підзолистий 58
- дерново-грубогумусний 59
- дерново-підзолистий 105, 148,
160
- дерново-торфовий 59
- жовто-бурий 80, 274
- жовтозем 75, 76, 239, 244, 279
- каштановий 68, 148, 173, 179,
194
- коричневий 73, 125, 137, 239, 289
- коричнево-червоний 77
- лучно-чорноземний 169
- мерзотно тайговий 62, 178
- підзолистий 61, 65, 94, 110, 116,
148, 169, 244

- полігональний 56, 85
- рендзини 65, 105
- сірий лісовий 63, 65, 148, 160, 178
- сіро-бурий 202
- сірозем 71, 79, 203, 207, 219, 292, 302
- сіро-коричневий 279, 292
- солодь 169
- солонець 68, 70, 149, 169, 173
- солончак 70, 74, 76, 149, 169, 201, 202, 203, 216, 217, 269, 294, 295, 297, 300, 302
- темно-каштановий 122, 199
- темно-сірий опідзолений 63, 65, 179
- торфувато-глеєвий 169, 183, 184, 227
- тундровий поверхнево-глеєвий 58
- тундрово-болотний 224
- тундрово-глеєвий 57, 158, 169, 177
- червоний 77, 251, 263
- червоно-бурий 76, 77, 125, 251, 263
- червоно-жовтий фералітний (латеритний) 77, 80, 250, 256
- червонозем 75, 76, 102, 122, 173, 194, 239, 244, 251, 257, 263, 279, 288, 289
- чорний злитий 263
- чорноземний 66, 68, 111, 148, 160, 169, 173, 199, 278
- ясно-каштановий 149, 199, 278, 292
- ясно-сірий лісовий 63

Д

- дайка 198
- денудация 155, 187, 198, 200, 216, 303
- дефляція 76, 173, 216, 277
- дислокація 99, 128, 187, 192

- доаб 268
- друмлін 89
- дюна 215, 216, 269, 295, 299, 304

Е

- екзарація 88, 272
- ендемик (ендемизм) 66, 74, 79, 132, 142, 243, 256, 277, 298
- епіфіт 80, 265
- ефемер 71, 76, 202, 203, 288, 302, 307
- ефузія 12, 118, 123, 223

З

- зандри 89, 146
- засолення 67
- зледеніння материкове 17
 - валдайське 16, 146
 - в'юрм 16, 106, 108
 - гірське 52, 111, 116, 155, 184, 210, 277
 - гюнц 16
 - дніпровське 16, 146
 - міндель 16
 - московське 16, 146
 - окське 16, 146
 - плейстоценове 16, 118, 135, 146, 155, 166, 185, 188, 192, 211, 223, 225, 233, 271, 277, 288
 - покривне 105, 146, 163, 155, 171
 - рисс 16, 105, 106, 109
 - сучасне 51, 90, 116, 132, 159, 163, 164, 183, 185, 191, 206, 211, 213, 222, 223
 - четвертинне 139, 178, 181

І

- інтрузія 12, 88, 118, 123, 124, 155, 159, 174, 175, 181, 187, 192, 223, 232, 241, 247, 248, 277, 290, 303

К

- кальдера 277
- ками 146

кар 92, 93, 182, 186, 289
карасу 218
карлінг 135
карри, каррові поля 123, 140, 289
карст 118, 128, 130, 135, 138, 140, 141,
153, 206, 237, 238, 248
кевір 295
колка 169
кріюфіти 72
кряж 97, 104, 153, 154, 159, 173, 174,
176, 189, 215, 216, 217
ксерофіт (ксерофітність) 70, 71, 128,
209, 213, 263, 269, 275, 288, 289,
298, 302, 307
куести 99, 101, 103, 105, 123, 198, 304
куруми 172, 189
кяризи 297

Л

лаколіт 123, 174, 279
льодовик 52, 85, 88, 131, 155, 190, 273,
278, 288, 291
- гірськодолинний 52, 85, 116,
158, 181, 192, 278
- дендритовий 272
- каровий 52, 278
- передгірний 52
льодостав 42, 43, 168

М

маар 104
маквіс 72, 73, 128, 132, 133, 137, 138,
142, 289, 292, 308
марші 107
мегаантиклінорій 155
мерзлота багаторічна (вічна) 43, 50,
60, 167, 170, 177, 180, 181, 183, 184,
191, 193, 223, 231, 232
- суцільна 51, 56, 57, 58, 158, 169,
177, 185
- плямиста (острівна) 51, 58, 69, 150,
159, 177, 178, 183, 190, 231, 234
моласи 112, 114

морена 289
моренна рівнина 146
- горб 89, 92, 108, 167
- пасмо 107, 108, 149, 150, 167, 178
мусон 25, 26, 28, 36, 228, 238, 242, 249,
267, 298
- екваторіальний 266, 272, 297
- південно-західний 262, 264,
305, 306
- південно-східний 34, 262, 268
мусонна циркуляція 23, 24, 28

Н

наледь 177
нагір'я брилове (скидове) 19, 184
- брилово-складчасте 19, 181,
184
- ерозійно-денудаційне 175
- складчасто-брилове 185, 236,
247
низовина акумулятивна 164, 165, 180,
184, 221, 228, 248
- алювіальна 221, 236, 241, 253,
254, 266, 300
- морська 170, 221, 253

О

оазис 214, 297, 307
озеро безстічне 287, 292
- вулканічне 48, 137, 222, 227,
229, 243, 256, 278, 292
- залишкове (реліктове) 48, 197,
201, 213, 229, 273, 287
- заплавне 49, 190, 267, 278
- запрудне (завальне) 49, 190,
197, 227, 278
- карстове 48, 98, 137, 142, 157,
177, 190, 197, 278, 287,
- лагунне 49, 137, 183, 222, 229,
243, 250
- лиманне 49
- льодовикове 47, 94, 98, 142,
183, 190, 197, 273, 278, 292

- льодовиково-тектонічне 46, 157
 - прісне 198, 217
 - солоне 173, 193, 198, 201, 207, 212, 217, 218, 269, 287, 292, 295, 297
 - суфозійне 48, 168, 173
 - тектонічне 47, 94, 137, 157, 177, 190, 193, 197, 207, 222, 229, 238, 278, 287, 292
 - термокарстове 48, 158, 168, 177, 222, 223
 - ози 89, 92, 93
 - орогенез (складчастість) альпійський (кайнозойський) 14, 103, 110, 129, 130, 134, 135, 139, 140, 209, 210, 211, 221, 229, 247, 252, 269, 277, 286, 288, 290, 292
 - байкальський 11, 84, 87, 174, 186, 187, 191, 208
 - герцинський 12, 85, 96, 103, 106, 128, 129, 134, 139, 155, 174, 186, 187, 192, 197, 205, 209, 231, 234, 240, 247
 - каледонський 11, 84, 91, 96, 134, 186, 187, 189, 192, 197, 204, 208
 - мезозойський 13, 17, 18, 10, 103, 165, 180, 181, 184, 192, 208, 209, 210, 211, 232, 234, 236, 240, 247, 252
 - нижньопалеозойський 163
 - палеозойський 186, 204, 210, 211, 216
- П**
- пасат 26, 36
 - північно-східний 26, 36,
 - південно-східний 255
 - пасатна циркуляція 26
 - печера 140, 201
 - пенеплен 88, 104, 123, 129, 155, 159, 181, 197, 198, 216, 256, 271, 287
 - плато брилове 99, 139, 264
 - вулканічне 178, 224, 284
 - денудаційне 163
 - ерозійне 179
 - лавове 136, 186, 221, 242, 287, 290
 - столове 300, 304, 305
 - ступінчасте 248
 - трапове 178
 - платформа (кратон) 10, 17, 18, 84
 - архейсько-протерозойська (докебрійська, давня) 10, 145, 214, 246, 259, 265, 302
 - епігерцинська (палеозойська, молода) 13, 17, 99, 106, 128, 145, 166, 197, 198, 199
 - плоскогір'я брилове (скидове) 19, 184
 - брилово-складчасте 19, 184
 - складчасто-брилове 128
 - польдер 107
 - понора 140
 - пустеля
 - арктична 85, 163, 185
 - глиниста 201, 215, 295, 299
 - кам'яниста 76, 117, 201, 212, 219
 - піщана 71, 74, 76, 202, 208, 215, 218, 304
 - тропічна 307
 - пустища 98, 99, 110
 - пушта 122
- Р**
- релікт 66, 75, 133, 142, 161, 279, 298
 - рефугіум 142
 - рівнина акумулятивна 21, 119, 152, 163, 166, 173, 186, 200, 202, 236, 247, 285
 - алювіальна 247, 266, 285
 - денудаційна 172, 199, 215, 228, 247
 - ерозійна 179
 - зандрова 172

- міжгірська 21, 102, 130, 131, 231
- озерно-акумулятивна 172, 173, 179
- передгірська 21
- пластова 18, 152, 200, 202, 203, 211, 215, 228, 266
- флювіогляціальна 170
- цокольна 18, 152, 199, 203, 271

С

самум 306
 синекліза 10, 98, 166, 174, 175, 236
 синкліналь 192, 252, 260
 синклінорій 114, 155, 181, 205, 230, 285
 скид 88, 103, 104, 119, 128, 139, 163, 192, 223, 254, 270, 288
 сніжник 131, 273
 соліфлюкція 56, 57, 170, 177
 сопка 159, 175, 198, 216, 217
 стратовулкан 100, 124, 241
 суфозія 67
 суховій 148
 сьєрра 129

Т

тайфун 28, 29, 234, 249
 такири 71, 76, 202, 295
 тераї 274
 термокарст 58, 67, 170
 трапи 174, 175, 260
 трог 92, 182, 272

У

ували 159, 167, 189, 201, 217

Ф

ф'єльд 90, 92
 фіорд 84, 86, 88, 89, 92
 фліш 13, 112, 114, 118, 119, 124, 128, 140, 282
 фригана 298
 фронт арктичний 27, 147, 164
 - полярний 31, 147, 222, 242, 287, 296, 305

Х

хамада 71, 304
 хамсин 306
 харра 304

Ц

циклон 31, 35, 36, 120, 147, 164, 208, 213, 301
 циклонічна діяльність 86, 89
 цирк 289

Ч

чинки 201

Ш

шибляк 279, 283, 289
 шток 174

Щ

щит кристалічний 10, 11, 17, 88, 92, 145, 153, 174, 233, 249, 259, 266, 303

Я

яйла 123
 ярданги 296

ПОКАЖЧИК ГЕОГРАФІЧНИХ НАЗВ

А

Авачинська сопка вулкан 225
Агридаг хребет 291
Алазейське плоскогір'я 180, 181, 182, 184
Алашань рівнина 13, 71, 214, 215, 218
Албанські гори 140
Алданське нагір'я 174, 175
Алецький льодовик 52, 116
Алінг-Гангрі хребет 212
Алтай гори 12, 13, 33, 69, 186, 187, 188, 190, 191, 215, 216
Алтинтаг гори 11, 15, 208, 210, 216
Альпи гори 13, 15, 16, 21, 110, 111, 112, 116
- Бернські 52, 113, 114, 116
- Гларнські 113, 116
- Доломітові 114
- Західні 111, 112, 113, 117
- Карнійські 114
- Котські 113, 115, 116
- Лепонтінські 113
- Пеннінські 113
- Приморські 113, 115, 116, 134
- Ретійські 114
- Східні 112, 114, 117
- Швейцарські 113
- Юлійські 114
Амудар'я ріка 46, 48, 200, 201, 201, 204
Амур ріка 44, 193, 229, 230
Амуро-Зейська рівнина 228, 233
Анабарське плато 174, 175, 178, 179
Анадир ріка 44, 222
Анадирське плоскогір'я 180, 182
Анадирсько-Пенжинська низовина 221, 223
Аннаманські (Чионгшон) гори 248, 249
Анатолійське плоскогір'я 73, 286, 287
Ангара 175

Андалузька низовина 131
Андалузькі гори 15, 130, 131
Андаманські острови 246, 247
Анжу острови 164
Антрім плато 98
Апенніни гори 15, 134, 135, 136, 137, 138
- Калабрійські 135
- Лігурійські 134
- Луканські 135
- Неаполітанські 135
- Тосканські 134
Апеннінський півострів 34, 73, 127, 128, 133, 134, 137
Аравалі хребет 11, 260
Аравійський півострів 34, 75, 302, 303, 306, 308
Арагац гора 288, 291
Арагонська рівнина 130
Араканські (Ракхайн) гори 15, 247, 250
Аракс ріка 291
Аральське море 45, 48, 197, 201, 202
Арарат гора 291
Аргунь ріка 229
Асір гори 303

Б

Баварське плато 104, 110, 111, 114, 116
Бадхиз плато 204
Байкал озеро 43, 47, 189, 193
Баконь масив 120
Балатон озеро 47, 120, 121
Балканський півострів 127, 138, 139, 140, 142
Балта заплава 120
Балтійське пасмо 16, 108, 149
Балхаш озеро 48, 197, 201, 203
Бейшань плоскогір'я 215, 216, 218
Бенгальська затока 262, 265, 267
Бессарабська височина 152, 153

Бетпак-Дала пустеля 203
Бештау гора 280
Бігор хребет 119
Біле озеро 149
Біломор-Балтійський канал 148
Білоруське пасмо 150
Бірранга гори 12, 174, 175, 178
Боденське озеро 47, 114, 116
Борнгольм острів 87
Брахмапутра ріка 40, 45, 212, 266, 267,
270, 271, 273
Буреїнський хребет 14, 228, 230

В

Валдайська височина 150
Валдайське пасмо 149
Ван озеро 48, 292
Васюганська рівнина 172
Везувій вулкан 136
Велика Китайська рівнина 27, 235,
236, 238, 239
Великий Нефуд пустеля 76, 304
Великий Хінган гори 12, 33, 69, 216,
228, 230, 231, 235
Великобританія острів 96, 97, 98
Венерн озеро 46, 90
Венеціано-Паданська рівнина 110,
111, 115, 116
Верхоянський хребет 14, 180, 182, 184,
185
Веттерн озеро 46, 90, 94
Вигорлат масив 119
Вілою ріка 50
Вілюйське плато 174, 179
Вірменське нагір'я 73, 284, 290, 291,
300
Вісла ріка 42, 105, 109, 145
Вітімське плоскогір'я 20, 186, 191, 193
Воєзи гори 12, 96, 103, 105
Войгач острів 83
Волга ріка 45, 146, 150, 152
Волго-Балтійський канал 148
Волго-Донський канал 148

Волинська височина 152, 153
Волино-Подільська височина 153
Врангеля острів 163, 165
Вулькано острів, вулкан 136

Г

Газараджат гори 295
Галісійське нагір'я 129, 133
Гекла вулкан 86
Герлаховські Штіт пік 118
Гіджаз гори 303
Гільменд ріка 45, 296
Гімалаї гори 15, 35, 41, 51, 52, 265, 269,
272, 273, 274, 275
- Великі (Головний хребет) 270,
271, 272
- Малі 270, 271, 272
Гіндукуш гори 15, 21, 208, 209, 213,
214
Говерла гора 119
Гондвана плато 260

Ґ

Ґанґ ріка 45, 266, 267
Ґанґдісе гори 212
Ґаронська низовина 96, 99, 101
Ґарц гори, 12, 103, 104, 106
Ґвадалквівір ріка 132
Ґвадіана ріка 132
Ґиданський півострів 50, 179
Ґіссарський хребет 197, 204, 206
Ґобі плоскогір'я 33, 214, 216, 218
Ґодаварі ріка 260, 263
Ґотланд острів 87

Д

Декан плоскогір'я 12, 260, 262
Де-Лонґа острови 164
Демавенд вулкан 293
Деште-Кевір пустеля 74, 295
Деште-Лут пустеля 74, 295, 296, 299
Джомолунґма (Еверест) гора 52, 271,
272, 273
Джугджур хребет 180, 185

Джунґарська улоговина 33, 35, 71, 214, 215, 218

Джунґарський Алатау хребет 197, 204, 205, 206, 208

Дінарське нагір'я 13, 140, 141

Дніпро ріка 16, 42, 146, 150, 152, 153

Дністер ріка 148

Дон ріка 6, 16, 42, 146, 148, 150, 152

Донецький кряж 146, 154

Драва ріка 116

Дуеро ріка 132

Дунай ріка 42, 49, 121

Дунтінху озеро 236, 239

Е

Ебро ріка 130, 132

Еланд острів 87

Ельба ріка 42, 103, 107, 109

Ельбрус гора 277, 280, 281

Ельбурс гори 15, 293, 298

Ель-Хаса рівнина 305

Ергені височина 152

Етна вулкан 136

Є

Євфрат ріка 45, 291, 299, 301

Єменські гори 303, 305, 306, 307

Єнісей ріка 17, 43, 167, 176, 189, 190, 193

Єнісейський кряж 174, 175, 179

Ж

Женевське озеро 47, 116

З

Заалійський хребет 209

Загальний Сирт височина 152

Загрос гори 15, 48, 294, 298

Залаїрське плато 156

Західна Двіна ріка 42, 148

Західні Бескиди гори 118

Західні Ґаґи (Сах'ярді) гори 260, 262, 263

Західносибірська низовина (рівнина) 24, 49, 62, 166, 167, 168, 169

Зейсько-Бурейська рівнина 234

Земля Вільчека острів 84

Земля Георга острів 84

Земля Франца Йосифа архіпелаг 6, 11, 52, 83, 84

Зеравшанський хребет 197, 204, 206

Зондські острови 252

- Великі 252

- Малі 252, 254, 255, 256, 257

I

Іберійські гори 130

Ільмень озеро 149

Інарйярві озеро 90

Інд ріка 25, 36, 45, 212, 266, 268, 270, 271, 273

Індігірка ріка 183

Індо-Ґанґська низовина 36, 265, 266, 270

Індокитай півострів 246, 248, 249, 251, 252

Індостан півострів 259, 260, 262, 263

Іонічне море 133

Іраваді ріка 45, 76, 247, 250, 251

Іранське нагір'я 12, 13, 36, 39, 40, 74, 75, 290, 292, 295, 299

Ірландія острів 98

Ірмінґера течія 86

Іртиш ріка 168, 173, 190

Ісландія острів 30, 41, 52, 86

Ісмоїлі-Сомоні (Комунізму) гора 209

Іссик-Куль озеро 197, 207

Ітуруп острів 225, 227

Ічинська сопка вулкан 225

Ішимська рівнина 167, 173

Й

Йордан ріка 307

К

Кавказ гори 15, 16, 21, 41, 52, 277, 278, 280

- Великий 278, 279, 280, 281, 283, 284

- Малий 279, 283, 284, 290
- Північний 278
- Казахський дрібносопковик 12, 13, 33, 197, 198, 199
- Казбек гора 277, 280, 281
- Калімантан острів 37, 79, 252, 253, 255, 256, 257
- Камчатка півострів 14, 21, 221, 222, 224, 226, 227
- Кантабрійські гори 129, 133
- Канченджанга гора 271, 272, 273
- Карабахський хребет 290
- Карабіль плато 204
- Карагіє западина 200
- Карадаг хребет 290
- Каракорум гори 15, 21, 51, 52, 71, 208, 209, 210, 213, 214
- Каракуми пустеля 202
- Каракумський канал 201, 202
- Карпати гори 15, 16, 21, 110, 117, 118, 121, 122
 - Західні 118, 121
 - Південні 118, 119, 121
 - Східні 118, 119, 121
- Карст плато 140
- Каспійське море 48, 277, 279, 292
- Кастилія 129 132
 - Стара 129, 132
 - Нова 129, 132
- Каталонські гори 130
- Катманду улоговина 272
- Кач солончак 268
- Кашгарська (Таримська) улоговина 210, 214, 215, 218
- Кашмірська улоговина 272
- Кембрійські гори 98
- Кизилирмак ріка 287, 288
- Кизилкуми пустеля 200, 202, 203
- Кизилкумський канал 201
- Кінабалу гора 253, 255
- Ключевська сопка вулкан 225
- Колгуєв острів 83
- Колима ріка 50, 183
- Колимська низовина 27, 29, 30, 180, 182, 184
- Колимське нагір'я 14, 180, 182, 184, 185
- Колхидська низовина 278, 279, 283, 285
- Кольський півострів 50, 87
- Комо озеро 47, 114, 115, 116
- Конгур гора 210
- Кондінська низовина 167, 171
- Копетдаг хребет 293, 294
- Корат плато 19, 247, 248, 251
- Корейський півострів 235, 237
- Корно-Гранде гора 135
- Коромандельський берег 261
- Корсіка острів 133, 134
- Коряцька сопка вулкан 225
- Коряцьке нагір'я 221, 222, 223, 224
- Котантен височина 100
- Кравань (Кардамонові) гори 249
- Кримські гори 13, 15, 21, 110, 122, 123, 124, 125
- Крішна ріка 263
- Кракатау вулкан 253
- Кубань ріка 279
- Кузнецкий Алатау 12, 186, 189, 190
- Кулундинська рівнина 173
- Кунашир острів 63, 225
- Кундзю вулкан 242
- Куньлунь гори 12, 15, 35, 51, 52, 71, 208, 209, 210
- Кура ріка 45
- Кура-Араксинська низовина 283, 285
- Курильські острови 14, 221, 222, 224, 225, 226, 227
- Куросіо течія 24
- Кухруд гори 295
- Кюсю острів 240, 242

Л

- Ладозьке озеро 46, 87
- Ладакх хребет 271
- Лена ріка 43, 50, 176, 183, 193

Лено-Ангарське плато 174, 179
Лесове плато 214, 217
Лігурійське море 133
Ліпарські острови 136
Лобнор озеро 48, 215
Лондонський басейн 96, 98
Лофотенські острови 87
Ляодунський півострів 233
Ляховські острови 164

М

Македонський масив 139
Макран гори 294
Малайський архіпелаг 252, 253, 255,
256
Малабарський берег 261, 263
Малакка півострів 6, 14, 37, 79, 246,
248, 252
Малва плато 260
Малий Нефуд (Дехна) пустеля 76, 304
Малий Хінган гори 14, 228, 230, 231,
235
Малоазійське нагір'я 12, 13, 285
Малопольська височина 12, 96, 105
Мальта острові 133
Мангішлацьке плато 200
Манселькя височина 89, 93
Маньчжуро-Корейські гори 228, 230,
233, 235
Маньчжурська (Дунбей) рівнина 228,
233, 235
Маточкін Шар протока 85
Мезень ріка 148
Меконг ріка 40, 44, 49, 248, 249, 250,
251
Меларен озеро 90
Менам ріка 249, 250
Мертве море озеро 47, 303, 307
Месета плоскогір'я 12, 129, 130, 131
Месопотамія 299, 300, 301
- Верхня (Джезіре) 300, 301, 302
- Нижня ((Ірак-ель-Арабі) 300, 301,
302

Месопотамська низовина 17, 34, 36,
300
Мецерська низовина 150, 151
Мінська височина 150
Молдовяну гора 119
Молукські острови 252, 254, 257
Монблан масив 112, 113, 116
Мугалжари гори 6, 156, 160
Мургаб ріка 46, 49, 200, 201, 202, 204,
294
Муянкум пустеля 204

Н

Надимська низовина 167
Нангапарбат масив 271
Наньлін гори 235, 237
Наньшань гори 12, 15, 209, 210, 216
Нева ріка 148
Нижньодунайська рівнина 111, 117,
120, 139
Нижньоєнісейська височина 167
Нижньообська низовина 167
Нікобарські острови 246, 247
Німан ріка 148
Німецько-Польська рівнина 109
Нішапурські гори 293, 294
Нова Земля архіпелаг 16, 83, 85
Новосибірські острови 163, 164
Норланд плоскогір'я 89, 91, 92
Нормандська височина 96, 100

О

Об ріка 167, 168, 171, 190
Овруцький кряж 151
Одер (Одра) ріка 42, 105, 109
Оймяконське нагір'я 180, 182, 184
Оксько-Донська низовина 152
Онега ріка 148
Онезьке озеро 46, 87
Ордос плато 214, 217
Охридське озеро 48, 140, 142

П

Памір гори 15, 51, 52, 208, 209

- Західний Памір 209
- Східний (Центральний) Памір
71, 209
Парамушир острів 226
Паризький басейн 96, 99, 101
Паропамиз гори 293, 294, 298
Патомське нагір'я 186, 191
Пеґу хребет 247
Пенджаб область 268
Пенжина ріка 222
Пеннінські гори 96, 97, 98,
Передгімалаї (Сілавік) гори 270
Печора ріка 148
Печорська низовина 149
Південнокитайські гори 235, 237, 238
Південний Буг ріка 148
Північна Двіна ріка 148
Північна Земля архіпелаг 6, 16, 163
Північні Ували 150
Північноалбанські Альпи (Проклетіє)
гори 140
Північнобайкальське нагір'я 186, 191,
193
Північносибірська низовина 174, 175,
178, 184
Центральнокутська низовина 174,
176, 177
Північнососьвинська височина 167,
171
Пінд гори 140
Піренеї гори 15, 16, 21, 52, 129, 130,
132, 133
Піренейський півострів 5, 34, 39, 64,
73, 127, 128, 129, 131, 133
Пірін гори 139
По ріка 116
Подільська височина 146, 152, 153
Полабська рівнина 103, 104
Поліська низовина 150, 151
Полкська протока 259
Польська низовина 108
Понтійські гори 15, 286, 288
Поянху озеро 49, 236, 239

Преспа озеро 48, 142
Приазовська височина 146, 152, 154
Прибалтійська низовина 149
Привользька височина 146, 152
Придніпровська височина 146, 152,
153
Придніпровська низовина 152, 153
Прикаспійська низовина 152, 297
Приленське плато 174, 175, 179
Приобське плато 167
Причорноморська низовина 152, 153
Псковське озеро 149
Пурська низовина 167
Путорана плато 167, 174, 175, 176, 178,
179
П'ятигорська височина 279, 280

Р

Регістан пустеля 74, 296
Рейн ріка 16, 103, 107, 116
Рейнські Сланцеві гори 12, 96, 103, 104
Ріла гори 20, 141
Родопи гори 20, 139, 141
Роман-Кош гора 123
Рона ріка 116
Руб-ель-Халі пустеля 76, 305
Рюкю острови 240, 243, 244

С

Сава ріка 116
Саймаа озеро 46, 90, 94
Салаїрський кряж 12, 186, 189
Салгир ріка 124
Салонкійська рівнина 140
Салуїн ріка 40, 45, 250
Саракамишська западина 200
Сардінія острів 133, 134, 137
Сатледж ріка 270, 273
Сахалін острів 62, 228, 229
Саяни гори 15, 33, 186
- Західний Саян 12, 187, 189
- Східний Саян 11, 187, 189, 190,
191
Севан озеро 292

- Середньоамурська рівнина 228, 233, 234
- Середньодунайська рівнина 111, 112, 117, 119, 122
- Середньоєвропейська рівнина 106, 109
- Середньообська низовина 167, 171
- Середньоруська височина 152
- Середньосибірське плоскогір'я 12, 19, 50, 174, 175
- Серхед плоскогір'я 295
- Сибірські Ували 167, 171
- Сирдар'я ріка 46, 48, 200, 202
- Сирійська пустеля 76, 300, 305, 306, 307
- Сичуанська (Червоний басейн) низовина 235, 236
- Сіачен льодовик 213
- Сікоку острів 240, 242
- Сінайський півострів 302, 303
- Сітуана ріка 247
- Сіхоте-Алінь гори 14, 64, 228, 230, 232
- Сіцилія острів 133, 136, 137
- Скандинавський півострів 16, 30,
- Скандинавські гори 11, 15, 89
- Смоланд височина 89, 90, 93
- Смоленсько-Московська височина 150
- Ставропольська височина 279, 280
- Станове плоскогір'я 186, 191, 192
- Становий хребет 33, 174, 191
- Стара Планіна (Болгарські гори) 139
- Стромболі острів, вулкан 136
- Судети гори 12, 103, 104
- Сулавесі острів 252, 254
- Сулейманові гори 15, 294, 298
- Суматра острів 37, 79, 252, 254, 255, 256
- Сунгарі ріка 233, 234
- Сунтар-Хаята хребет 182
- Східні Гати гори 261
- Східноєвропейська рівнина 14, 32, 39, 40, 61, 145, 148, 149, 150, 152
- Східнокорейські (Тхебексан) гори 237
- Східногренландська течія 86
- Сьєрра-Невада гори 52, 131

Т

- Тавр гори 15, 48, 286, 289
- Тазовський півострів 168, 169, 170
- Тайвань острів 235, 238
- Таймир півострів 16, 30
- Такла-Макан пустеля 33, 71, 215, 218
- Тар (Тхар) пустеля 75, 76, 268, 269
- Тарбагатай хребет 197, 206
- Тарім ріка 46, 215
- Татри гори 118
- Високі 118
- Низькі 118
- Таурен Високий гори 114
- Низький 114
- Тахо ріка 132
- Теджен ріка 200, 202, 204, 294
- Телецьке озеро 190
- Тенгіз озеро 199
- Терек ріка 45, 279, 280
- Тереко-Кумська низовина 278, 279, 280
- Тиса ріка 120, 121
- Тібет нагір'я 13, 14, 15, 20, 35, 52, 71, 209, 211, 212, 213, 214, 275
- Тібр ріка 137
- Тігр ріка 45, 291, 299, 301
- Тіманський кряж 146, 149
- Тірренське море 133, 134, 136
- Тоба озеро 256
- Тобол ріка 173
- Тонлесап озеро 250
- Туз озеро 48, 287
- Тунгуське плато 175, 179
- Туранська низовина (рівнина) 33, 172, 197, 199, 200
- Тургайське плато 200
- Туринська височина 167
- Туркестанський хребет 197, 204, 206
- Тхал пустеля 269
- Тянь-Шань гори 12, 13, 15, 19, 52, 197, 204, 205, 206, 208

У

Уішань гори 235, 237
Улутау гори 198
Урал гори 6, 13, 15, 17, 19, 154, 156
- Південний 156, 160
- Північний 156, 157, 158, 159
- Полярний 16, 156, 157, 158, 167
- Приполярний 157, 158
- Середній 156, 159, 160
Урал ріка 6, 45, 152
Урмія (Резайє) озеро 48, 292
Уруп острів 225
Уссурі ріка 233
Устюрт плато 200, 201

Ф

Фатра 118
Ферганська долина 204, 207
Фессалійська рівнини 140
Філіппінські острови 77, 252, 254, 255, 257
Фудзіяма вулкан 240, 241

Х

Хадтар (Оманські) гори 303, 304, 305, 306, 308
Хайнань острів 235, 238
Ханка озеро 229
Хібіни гори 89, 93
Хоккайдо острів 63, 240, 241, 242, 243, 244
Хонгха (Червона) ріка 248, 250
Хонсю острів 240, 241, 243, 244
Хуанхе ріка 44, 216, 235, 236, 237, 239

Ц

Цайдам улоговина 211
Центральна Кордільєра (Кастільські гори) 129, 133
Центральна озерна низовина Фінляндії 89, 94
Центральний масив Франції 11, 19, 96, 99, 100, 102
Центральношведська низовина 89, 93

Центральнокутська рівнина 179
Цінхай озеро 213
Ціньлін хребет 12, 13, 235, 237, 239

Ч

Чани озеро 169
Черського хребет 14, 180, 181, 182, 185
Чесько-Моравська височина 104
Черапунджі масив 267
Чеський масив 12, 19, 96, 103, 104
Чудське озеро 149
Чукотське нагір'я 30, 180, 182, 185
Чулімо-Єнісейське плато 167, 173

Ш

Шаньдунський масив 236
Шаньське нагір'я 19, 48, 247, 248, 249, 251
Шатт-ель-Араб ріка 300, 302
Шварцвальд гори 12, 96, 103, 105
Швейцарське плато 110, 111, 114, 116
Шивелуч вулкан 225
Шилка ріка 229
Шіллонг масив 27, 266, 267
Шотландське нагір'я 98
Шпіцберген архіпелаг 6, 52, 83
Шпіцбергенська течія 21, 84
Шрі-Ланка острів 11, 37, 77, 259, 263, 264, 265
Шумава гори 103, 104

Ю

Юкагірське плоскогір'я 180, 181, 182, 184
Юньнань-Гуйчжоуське нагір'я 235, 237
Юра гори 111, 114, 116

Я

Ява острів 37, 77, 252, 254, 255, 256, 257
Яйла 123
- Ай-Петрі 123
- Бабуган 123
- Нікітська 123

- Ялтинська 123	Янське плоскогір'я 180, 182
Ямал півострів 50, 169, 170	Янцзи ріка 36, 40, 44, 235, 236, 237, 239
Яна ріка 183	Японські Альпи гори 241
Яно-Індігирська низовина 27, 29, 30, 180, 182, 184	Японські острови 14, 36, 39, 74, 240

ЗМІСТ

Передмова	3
Розділ 1. Загальний огляд.....	5
1.1 Фізико-географічне положення Євразії.....	5
1.2. Історія формування Євразії, рельєф та корисні копалини.....	9
1. Історія формування Євразії.....	10
2. Корисні копалини	17
3. Основні форми рельєфу	18
1.3. Клімат Євразії	22
1. Чинники формування клімату Євразії.....	23
2. Сезонні зміни клімату	24
3. Кліматичні пояси та типи клімату.....	30
1.4. Внутрішні води Євразії.....	38
1. Розподіл шару стоку.....	39
2. Особливості формування гідрологічної мережі материка.....	39
3. Основні типи живлення рік Євразії.....	40
4. Характеристика гідромережі басейнів океанів	41
5. Озера	46
6. Болота і підземні води.....	49
7. Зледеніння і багаторічна мерзлота	50
1.5. Географічні пояси і природні зони Євразії.....	54
1. Арктичний пояс	55
2. Субарктичний пояс	56
3. Помірний пояс	60
4. Субтропічний пояс	72
5. Тропічний пояс.....	75
6. Субекваторіальний пояс.....	77
7. Екваторіальний пояс	79

Розділ 2. Регіональний огляд Євразії	82
2.1. Північна Європа	82
1. Фізико-географічна країна Острівна європейська Арктика	83
2. Фізико-географічна країна Ісландія	86
3. Фізико-географічна країна Феноскандія	87
2.2. Центральна Європа	95
1. Фізико-географічна країна Герцинська Європа та Британські острови	96
2. Фізико-географічна країна Середньоевропейська рівнина	106
3. Фізико-географічна країна Альпійська Європа	110
2.3. Південна Європа	127
1. Фізико-географічна країна Європейське Середньомор'я	127
2.4. Східна Європа	144
1. Фізико-географічна країна Східноєвропейська рівнина	145
2. Фізико-географічна країна Уральські гори	154
2.5. Північна Азія	162
1. Фізико-географічна країна Арктична острівна Азія	163
2. Фізико-географічна країна Західносибірська рівнина	166
3. Фізико-географічна країна Середній Сибір	173
4. Фізико-географічна країна Південно-Східний Сибір	180
5. Фізико-географічна країна гори Південного Сибіру	186
2.6. Центральна Азія	196
1. Фізико-географічна країна Середня Азія	197
2. Фізико-географічна країна Центральна гірська Азія	208
3. Фізико-географічна країна Центральна рівнинна Азія	214
2.7. Східна Азія	220
1. Курило-Камчатська фізико-географічна країна	221
2. Амуро-Сахалінська фізико-географічна країна	228
3. Фізико-географічна країна Схід Південної Азії	235
4. Фізико-географічна країна Японські острови	240
2.8. Південно-Східна Азія	246
1. Фізико-географічна країна Індокитай	246
2. Фізико-географічна країна Малайський архіпелаг	252
2.9. Південна Азія	259

1. Фізико-географічна країна півострів Індостан.....	259
2. Фізико-географічна країна Індо-Гангська низовина	265
3. Фізико-географічна країна Гімалаї.....	269
2.10. Південно-Західна Азія.....	276
1. Фізико-географічна країна Кавказькі гори.....	277
2. Фізико-географічна країна Передньозазійські нагір'я.....	285
3. Фізико-географічна країна Месопотамія	299
4. Фізико-географічна країна Аравійський півострів	302
Список літератури.....	310
Додатки.....	315
Предметний покажчик	319
Покажчик географічних назв	324

Навчальне видання

КОСТИВ Людмила Ярославівна

РЕГІОНАЛЬНА ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ ЄВРАЗІЯ

Навчальний посібник

Редактор *Анна Габрук*
Комп'ютерне верстання *Світлани Сенік*
Обкладинка *Ольги Стеців*

Ілюстрації використані з вільного доступу в ІНТЕРНЕТІ

Формат 60x84/₁₆. Ум. друк. арк. 19,53. Тираж пр.

Львівський національний університет імені Івана Франка.

вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000.

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.

Серія ДК №3059 від 13.12.2007 р.