

**Міністерство освіти і науки України
Полтавський національний педагогічний університет
імені В.Г.Короленка**

Кафедра географії та краєзнавства

ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ
Частина 2. Зональні типи морфоскульптур суходолу

навчальний посібник

Освітньо-кваліфікаційний рівень: бакалавр
Галузь знань: 0401 Природничі науки
Напрямок підготовки: 6.040104 Географія
Курс навчання: 4-й **Семестр:** 8-й

Розробник:
*кандидат педагогічних наук,
доцент*
Мащенко Ольга Миколаївна

УДК 551.4 (075.8)

ББК 26.823(4 Укр)я73

М-38

Мащенко О.М. Геоморфологія. Ч.2. Зональні типи морфоскульптур суходолу: навч. посіб. для студ. спец. «Географія». – Полтава: ПНПУ імені В.Г.Короленка, 2016. - 32 с.

Рецензенти:

Шуканов Павло Васильович - доктор географічних наук, професор кафедри туристичного та готельного бізнесу Вищого навчального закладу Укоопспілки «Полтавський університет економіки і торгівлі»

Єрмаков Вячеслав Володимирович – кандидат географічних наук, доцент кафедри географії та краєзнавства Полтавського національного педагогічного університету імені В.Г. Короленка

Рекомендовано до друку Вченою радою Полтавського національного педагогічного університету імені В.Г.Короленка

Протокол № 7 від 29.12. 2016 року

©Мащенко, 2016 рік

© ПНПУ імені В.Г. Короленка, 2016 рік

ЗМІСТ

РОЗДІЛ 1. ФЛЮВІАЛЬНИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ СУХОДОЛУ

- 1.1. Поняття морфоскульптура. Чинники рельєфоутворення
- 1.2. Класифікація морфоскульптур суходолу за провідним чинником рельєфоутворення
- 1.3. Зональні типи морфоскульптур суходолу
- 1.4. Закономірності поширення зональних типів морфоскульптур суходолу
- 1.5. Флювіальний рельєф площинного змиву
- 1.6. Рельєф тимчасових водотоків
- 1.7. Рельєф постійних водотоків. Тектонічні типи річкових долин
- 1.8. Морфологічні типи річкових долин
- 1.9. Елементи заплавної річкової долини
- 1.10. Асиметрія річкових долин. Куести

РОЗДІЛ 2. ГЛЯЦІАЛЬНИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ СУХОДОЛУ

- 2.1. Рельєфотвірні процеси, відклади та поширення гляціального типу морфоскульптури
- 2.2. Гірсько-льодовиковий рельєф: денудаційні та акумулятивні форми
- 2.3. Зонування територій покривного плейстоценового зледеніння
- 2.4. Форми рельєфу геоморфологічної зони екзарації
- 2.5. Форми рельєфу геоморфологічної зони льодовикової акумуляції
- 2.6. Форми рельєфу геоморфологічної перигляціальної зони

РОЗДІЛ 3. ЕОЛОВИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ СУХОДОЛУ

- 3.1. Умови та процеси утворення еолового рельєфу, його підтипи.
- 3.2. Рельєф кам'янистих пустель
- 3.3. Форми рельєфу глинистих пустель 3.
- 3.4. Рельєф піщаних пустель, його різновиди
- 3.5. Рельєф незакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери
- 3.6. Рельєф напівзакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери
- 3.7. Рельєф пісків позапустельних зон при різних типах циркуляції атмосфери

РОЗДІЛ 4. КРІОГЕННИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ СУХОДОЛУ

- 4.1. Поняття кріолітозона та процеси утворення кріогенного рельєфу, його підтипи
- 4.2. Географічне поширення багаторічної мерзлоти
- 4.3. Форми рельєфу гідротермічної зони багаторічного промерзання
- 4.4. Рельєф гідротермічної зони багаторічного танення
- 4.5. Рельєф гідротермічної зони сезонного танення і промерзання

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

РОЗДІЛ 1. ФЛЮВІАЛЬНИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ

1.1. Поняття морфоскульптура. Чинники рельєфоутворення

Згадаємо, що таке морфоскульптури. Це форми рельєфу, утворені виключно екзогенними рельєфотвірними процесами. За розмірами це, зазвичай, мезоформи, мікроформи та наноформи. Отже, систематизувати величезну різноманітність морфоскульптур земної поверхні можна за провідним екзогенним рельєфотвірним процесом.

Чинники рельєфоутворення

На конкретні прояви процесів рельєфоутворення впливає низка чинників:

- А. Склад гірських порід.
- Б. Геологічні структури, створені в минулі геологічні епохи.
- В. Кліматичні умови.

1.2. Класифікація морфоскульптур суходолу за провідним рельєфотвірним процесом

Усі типи морфоскульптур поділяються на дві групи : зональні та азональні. Якщо екзогенний процес визначається кліматичними умовами, то він є зональним. Виділяють чотири зональних типи морфоскульптур:

- 1) гляціальний;
- 2) криогенний;
- 3) флювіальний;
- 4) аридний (піщаних пустель, глинистих пустель, кам'янистих пустель).

Якщо процеси рельєфоутворення більшою мірою залежить від складу гірських порід, геологічної структури чи визначаються силою тяжіння, то ці процеси азональні. Вони утворюють азональні типи морфоскульптури:

- 5) карстовий;
- 6) суфозійний;
- 7) гравітаційний;
- 8) береговий;
- 9) антропогенний.

1.3. Зональні типи морфоскульптур суходолу

Флювіальний рельєф утворюється під дією текучої води, котра є агентом рельєфоутворення флювіального рельєфу. Унаслідок аномально великої сили поверхневого натягу води остання має велику руйнівну здатність. Текуча вода здійснює такі рельєфотвірні процеси: ерозію, транспортування (перенесення) та акумуляцію. Текуча вода знаходиться на Землі у формі лінійного та площинного стоку. Лінійний стік представлений русловим стоком річок та рухом води у тимчасових водотоках. Лінійний стік зумовлює лінійну ерозію. Указана ерозія може бути глибинною та боковою. Площинний стік відбувається унаслідок руху дуже тонкого шару води, котрий має невелику руйнівну здатність. Ерозією гірські породи руйнуються на уламки різного розміру: від великих валунів до суглинистих та глинистих порід. Зруйновані гірські породи переносяться униз за течією та відкладаються (акумулюються) у місцях зменшення швидкості течії. Відклади річок називаються алювій, відклади тимчасових водотоків - пролювій, відклади площинного стоку – делювій. Унаслідок відмінностей прояву ерозії флювіальний тип

морфоскульптури поділяється на три підтипи: рельєф площинного змиву, рельєф тимчасових водотоків, рельєф постійних водотоків.

Агентом рельєфоутворення *гляціального типу морфоскульптури* є рухомий лід, тобто льодовики. Льодовики здійснюють кілька рельєфотвірних процесів – руйнування, тобто екзарацію, перенесення та льодовикову акумуляцію. Відклади льодовика називаються морена. Різні морфологічні типи льодовиків утворюють відмінні форми рельєфу. Тому гляціальний тип морфоскульптури поділяється на дві підтипи: гірсько-льодовиковий рельєф та рельєф покривного зледеніння. По мірі віддалення від центрів зледеніння у рельєфотвірній діяльності льодовика переважають різні процеси. Тому в областях покривного плейстоценового зледеніння виділяють три геоморфологічні зони: зону екзарації, зону льодовикової акумуляції та перигляціальну зону.

Кріогенний рельєф утворюється в областях багаторічної мерзлоти. Унаслідок специфіки знаходження вологих гірських порід у замерзлому стані рельєфотвірні процеси кріогенної морфоскульптури є гідротермічними. Вони чітко пов'язані зі зміною температури. Тому тип кріогенної морфоскульптури поділяється на такі підтипи: багаторічного промерзання, сезонного танення й промерзання та багаторічного танення.

Аридний або еоловий рельєф утворюється переважно у районах посушливого клімату, де добре може проявитися рельєфотвірна діяльність вітру, фізичний гіпергенез (вивітрювання), тощо. Рельєфотвірна діяльність вітру виражена такими процесами: коразія, дефляція, перенесення та акумуляція. Літологічний склад гірських порід пустель має вирішальне значення для утворення принципово різних комплексів форм рельєфу. Тому аридний тип морфоскульптури поділяється на три підтипи: рельєф кам'янистих пустель, рельєф глинистих пустель, рельєф піщаних пустель.

1.4. Закономірності поширення зональних типів морфоскульптур суходолу

Зональні морфоскульптури суходолу залежать насамперед від специфіки кліматичних умов. Кожен тип морфоскульптури поширений у певних кліматичних поясах та областях. Так, *флювіальний рельєф* утворюється при наявності атмосферних опадів. При цьому їх кількість не має вирішального значення. Тому флювіальний тип морфоскульптури займає найбільші площі. Його форми найчастіше зустрічаються в екваторіальних, субекваторіальних, тропічних та субтропічних і помірних широтах, за винятком внутрішньоконтинентальних частин тропічного, субтропічного та помірного кліматичних поясів.

Гляціальний тип морфоскульптури приурочений до полярних та субполярних широт, на котрих утворено покривні та гірсько-покривні льодовики. Форми гірсько-льодовикового рельєфу зустрічаються на усіх широтах, включаючи екваторіальні. Особливо велику площу указані форми займають на прибережних ділянках материків та островах.

Кріогенний рельєф є реліктом холодного плейстоценового періоду, тому його форми зберігаються у районах сучасного холодного клімату, насамперед із дуже морозними зимами. На ділянках, покритих льодовиком, багаторічна мерзлота відсутня, оскільки лід зберігав гірські породи від промерзання.

Районами поширення криогенного рельєфу є субполярні широти та внутрішньоконтинентальні області помірного клімату.

Аридний рельєф приурочений до внутрішньоконтинентальних областей тропічного, субтропічного та помірного кліматичних поясів. Крім того, піщані форми еолового рельєфу знаходяться у місцях скупчення піщаних відкладів різного походження у позапустельних зонах. Це узбережжя морів та океанів, заплави та перші надзаплавні тераси річок, флювіогляціальні та алювіальні рівнини, тощо.

1.5. Флювіальний рельєф площинного змиву

Флювіальний рельєф формується в результаті дії води, яка тече по поверхні землі. Тобто райони його поширення приурочені до кліматичних областей зі достатнім та надлишковим зволоженням, котрі характеризуються наявністю поверхневого стоку. Текуча вода розмиває (ерозія), переносить (транспортування) і відкладає (аккумуляція) гірські породи. Стік розділяється на площинний і лінійний.



Рис.1.1. Ерозійна борозна

Рельєф площинного змиву

Площинний стік - (вода стікає по схилах суцільним тоненьким шаром) змиває з верхніх і середніх частин схилів частинки ґрунту і гірські породи та відкладає їх у нижніх частинах схилів, утворюючи делювіальні плащі. Відклади – делювій. Форми рельєфу – виположені схили та делювіальні плащі.

Лінійний стік – поділяється на тимчасові та постійні водотоки.

1.6. Рельєф тимчасових водотоків

- **Ерозійна борозна** - глибиною – 3 – 30см. Ширина дорівнює глибині. Форма веподібна на відстані декілька метрів одна від одної.



Рис.1.2. Ерозійна ритвина (промоїна)

Ерозійна ритвина (промоїна) - глибина 1 – 2м, ширина – 2 – 2,5м, поперечний профіль веподібний, на відстані 10м одна від одної.

- **Яр** – глибина 10-20 м (до 80м), поперечний профіль неподібний, схили круті, незадерновані, дно вузьке. Яр, на відміну від борозни та ритвини, має свій власний повздовжній профіль, котрий відрізняється від профілю схилу. Яр росте в глибину за рахунок глибинної ерозії, бокової у ньому майже немає. Як яр росте в довжину? Він як рак росте вершиною, тобто назад. Це регресивна або задкуюча ерозія. Довжина яру сотні метрів, навіть кілометри чи десятки кілометрів.

Яружна ерозія спостерігається, якщо базис ерозії досить низько розташований. *Базис ерозії* – це рівень, на якому водний потік втрачає силу і не може поглиблювати русло. Це перша умова утворення ярів. Вона має поєднуватися зі низкою інших умов:

- а) наявність стрімких високих схилів;
- б) достатня кількість опадів та їх зливовий характер, що забезпечує інтенсивний поверхневий стік;
- в) наявність пухких гірських порід, котрі легко піддаються ерозії;
- г) слабка задернованість поверхні або відсутність рослинності.

У верхній частині ярів є лощини, хоча не завжди. Тобто, якщо яр врізається до рівня базису ерозії і виробляє повздовжній профіль рівноваги, то

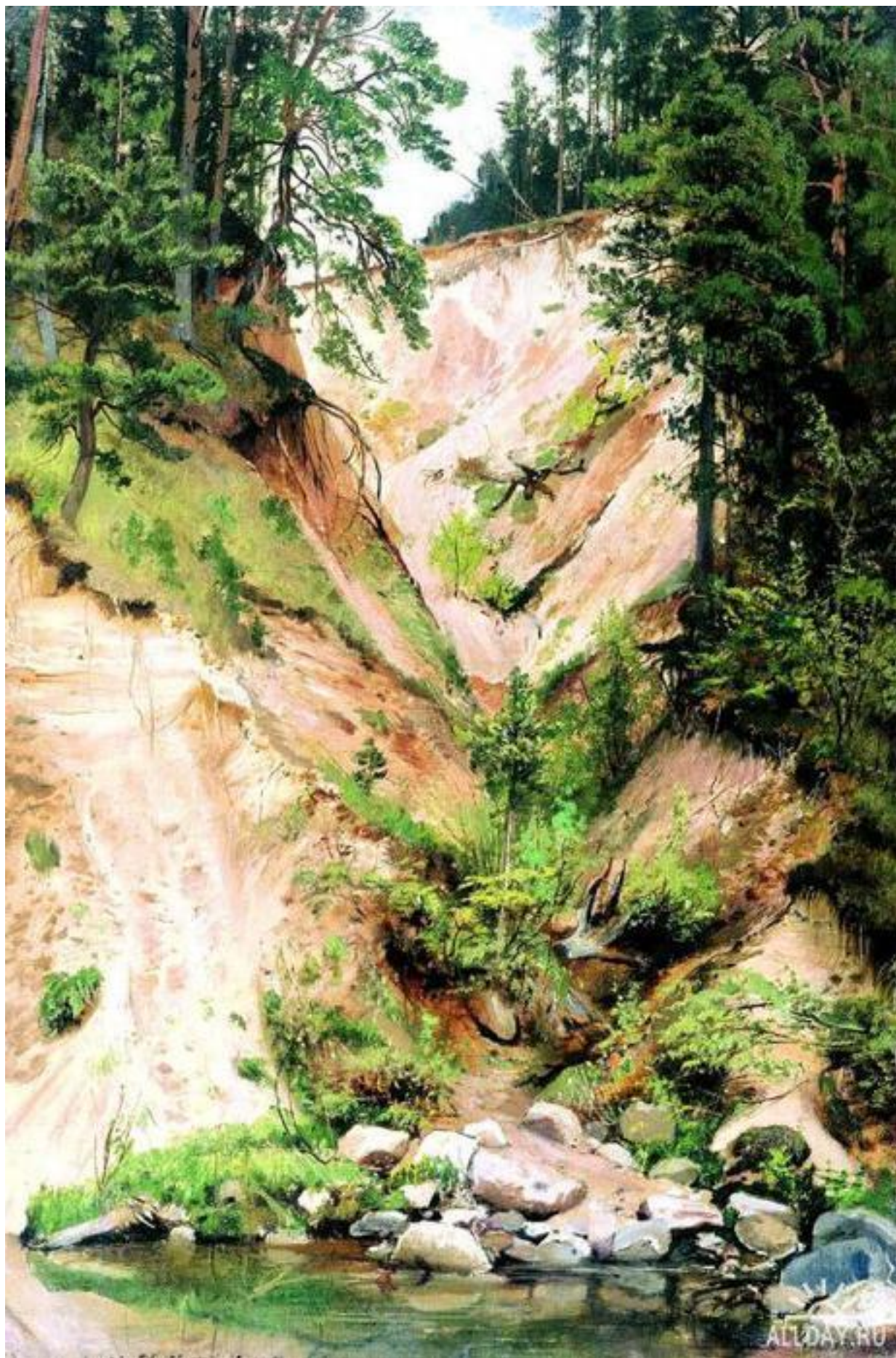


Рис.1.3. Яр. Відклади пролювію

умов для росту яру вже немає. І він, починаючи з гирла, поступово перетворюється на балку. Глибинного врізу немає, схили стають пологими, задерновуються, дно стає ширшим за рахунок бокової ерозії.



Рис.1.4. Балка

Балка – це від’ємна, лінійно витягнута форма флювіального рельєфу, з пологими незадернованими схилами із значною шириною днища та особливо верхньої частини (на рівні бровки).

Можливі донні яри при піднятті території або зниженні базису ерозії, чи внаслідок збільшення кількості опадів. У гирлах ярів та балок формуються *конуси виносу* внаслідок акумуляції наносів, котрі складаються із пролювію.

Під дією лінійної ерозії утворюється: яружний, балочний чи яружно-балочний рельєф. Швидкість росту ярів може бути дуже значною - до 60-80м на рік. Якщо ерозійні процеси відбуваються у місцевості, складеній глинами, утворюється *сиртовий рельєф*, котрий характеризується пагорбами з округлими вершинами й пологими схилами та широкими долинами зі задернованими схилами й днищем. У піщаних відкладах яри неглибокі з нестійкими схилами. В пустелях, де опади випадають рідко й немає постійного стоку, характерні сухі річища тимчасових водотоків: у Африці та Аравії їх називають ваді, в Австралії – крики, у Середній Азії – узбої.

У передгір’ях конуси виносу зливаються і утворюють *передгірні акумулятивні рівнини*, якщо підняття гір було тривалим (передгір’я гір

Середньої Азії). Засоби запобігання яружної ерозії – фітомеліорація, гідротехнічні споруди, обвалювання, щілювання, тощо.



Рис.1.5. Бедленди



Рис.1.6. Сиртовий рельєф

1.7. Рельєф постійних водотоків, тектонічні типи річкових долин

Постійні водотоки створюють форми рельєфу – *річкові долини* – від'ємні лінійно-витягнуті форми рельєфу. Річкові долини дуже різноманітні. На їх формування мають вплив типи морфоструктур, на котрих утворилися річкові долини, історія їх розвитку, зміна положення базису ерозії унаслідок неотектонічних рухів.

Тектонічні типи долин:

- I) повздожні;
- II) поперечні;
- III) діагональні.

I) Повздожні долини співпадають з осями складок, напрямками розломів тощо. Вони поділяються на низку видів:

- 1) синклінальні (з виходами джерел, зсувами);
- 2) антиклінальні (мають ступінчасті схили);
- 3) моноклінальні (розміщені на крилах антикліналей і синкліналей, з асиметричними схилами);
- 4) долини – розломи (мають прямолінійне простягання);
- 5) долини – грабени (з широким плоским дном і розломами, симетричними крутими схилами).



Рис. 1.7. Морфологічний тип річкової долини – тіщина

II) Поперечні долини (розташовані впоперек осі складок чи вздовж розломів). Вони представлені двома видами:

1) Антецедентні долини – врізалися в хребти по мірі їх підняття. Тобто швидкість ерозійного врізу така ж, як швидкість підняття (наприклад, долини Інда і Брахмапутри). Ці долини перетинають впоперек гірські хребти.



Рис. 1.8. Морфологічний тип річкової долини - каньон



Рис.1.9. Веподібна річкова долина

2) *Епігенетичні долини* – були закладені на поверхні, котра складалася із горизонтально залягаючих шарів гірських порід, а потім верхні горизонтальні шари були знесені, а річка поступово врізалася в нижче залягаючий складчастий фундамент. Така ситуація створювалася, коли пластово-денудаційні рівнини ставали цокольними. Такі долини розташовані впоперек зруйнованих складок синкліналей та антикліналей.

III) *Діагональні долини* простягаються під кутом до хребтів та тектонічних структур.



Рис.1.10. Долина річки Урал заплавного типу з двохсторонньою заплавою

1. 8. Морфологічні типи річкових долин

1) *Тісна* – має дуже круті схили, аж до прямовисних. Іноді вони нависають над річкою. Усе дно зайняте річищем. Утворюються в горах зі стійкими породами чи в лесових породах на рівнинах, у карстових областях.

2) *Каньйон* – долина з східчастими, дуже крутими схилами, вузьким дном, повністю зайнятим рікою. Утворюються в умовах сухого клімату на рівнинах, складених горизонтальними пластами слабоводопроникних порід. Наприклад, Великий каньйон Колорадо глибиною 800м у США. В Африці, на лесових рівнинах Східного Китаю, вулканічних плато Індії, Бразилії теж характерні каньйони.

3) *Веподібна долина* – має схили більш пологі, дно вузьке. Утворюється у регіонах із достатньою кількістю опадів у горах, складених переважно осадовими гірськими породами. На рівнинах такі морфологічні типи долин можуть бути лише молодого віку як перша стадія утворення вироблених річкових долин.

4) **У- подібні** – більш древні. Їх можна розглядати як наступну стадію розвитку неподібних долин у горах. Форма цих долин коритоподібна, що впливає з їх назви.

5) **Трогові** долини, створені як ерозією, так і екзарацією. Форма теж коритоподібна, є «плечі трога», схожі на річкові тераси.

Типи долин № 1; 2; 3; 4; 5 відносяться до невикористаних, тобто їх будова найпростіша: днище та схили.

б) **Заплавна долина** має широке днище, котре включає русло й заплаву; та, зазвичай, тераси.

б) Без вираженої річкової долини .

1.9. Елементи заплавної річкової долини

Заплавна річкова долина складається із річища, заплави, терас та корінного берега.

Заплава – це частина днища річкової долини, піднята над меженним рівнем ріки. Заплава затоплюється водою у повені чи паводки.



Рис.1.11. Заплава річки Хорол (центральна рівна)

Річки мають звиви – меандри, котрі поступово зміщуються вниз за течією. Один берег підмивається, на інший відкладаються наноси. Переміщуючись у смугі меандрового поясу, ріка розмиває породи й відкладає наноси. В результаті утворюються плоскі зниження, вислані алювієм. Так утворюється заплава. На рівнинах ріка у середній та нижній течіях майже досягає профілю рівноваги. Річковий потік у глибину не врізається, а розвивається бокова ерозія. Ріка меандрує все сильніше. Утворюється стариця у результаті прориву перемички між упритул розташованими меандрами.

Складові частини заплави.

- 1) Прируслова (зі валами).
- 2) Центральна (рівна або гривиста).
- 3) Притерасна (знижена, зі старицями).



Рис.1.12. Річкова долина з надзаплавними терасами

Надзаплавні тераси - це горизонтальні або слабо нахилені ділянки, витягнуті вздовж схилу долини й відділені від нижчої тераси уступом. Тераси раніше були заплавами. Утворюються при зниженні базису ерозії та врізанні річки нижче рівня заплави.

Типи надзаплавних річкових терас

Виділяють такі типи надзаплавних річкових терас:

I) Корінні або ерозійні – врізані лише в корінні породи .

II) Алювіальні – складені відкладами річки.

III) Змішані (цокольні) – зверху залягає алювій, а знизу - корінні породи.

Алювіальні тераси поділяються на три підтипи:

- 1) Врізані.
- 2) Вкладені.
- 3) Прислонені.

Бувають поховані заплави і поховані тераси при інтенсивному піднятті базису ерозії.

1.10 . Асиметрія річкових долин. Куести

Найчастіше у північній півкулі річкові береги праві стрімкі , а ліві - пологі .

Причини асиметрії річкових долин:

а) сила Коріоліса (спрямована у північній півкулі вправо, а у південній вліво) ;

б) кліматичні чинники – схил південної експозиції пологіший (для річок з субмеридіональним напрямком захід-схід і навпаки);

в) субконсеквентні долини при моноклінальному заляганні порід (біля підніжжя куест);

г) однаковий похил поверхні (топографічна теорія Борзова) для приток головних річок;

д) мендрування річок . Ділянки схилів, котрі підмиваються, стрімкі, а ті, на яких відкладаються наноси, - пологі. На одному й тому ж корінному березі чергуються ділянки крутих і пологих схилів.



Рис. 1.13. Куести в Альпах

Куести - це несиметричні гряди, пологий схил співпадає з падінням броньованого пласта, а крутий перетинає пласти. Утворюються в умовах моноклінального залягання гірських порід за умови дренажу ріками. Куести можуть бути високими хребтами. Наприклад, Скелястий хребет Північного Кавказу, внутрішня куестове пасмо Кримських гір, тощо. Куести на півострові Мангیشлак мають висоту 10-20м.

РОЗДІЛ 2. ГЛЯЦІАЛЬНИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ СУХОДОЛУ

2.1. Рельєфотвірні процеси, відклади та поширення гляціального типу морфоскульптури

Друге місце за географічним поширенням на Землі після флювіального типу морфоскульптури займає гляціально-нівальний тип, котрий утворюється внаслідок діяльності льодовика. Згадаємо з курсу гідрології , що таке льодовик. Льодовик являє собою великі рухомі маси льоду. Тобто екзогенний агент рельєфоутворення - рухомий лід. Льодовик виконує руйнівну, транспортує й акумулює роботу. Руйнування гірських порід льодовиком – *екзарація* .

Зруйновані уламки гірських порід льодовик переносить на собі і в своєму тілі, а після танення язика чи всього льодовика маса уламкового матеріалу акумулюється на земній поверхні. Відклади, котрі льодовик переносить і акумулює, називається *морена*. Розміри уламкового матеріалу дуже різноманітні – від глинистих та суглинистих часток до окатаних валунів іноді великого розміру (до декількох метрів у діаметрі). Цей матеріал не відсортований, неупорядковано змішаний, тому морену ще називають валунним суглинком.



Рис.2.1. «Баранячі лоби» - форми гірсько-льодовикового рельєфу. Алтай

Велике географічне значення має непрямий, побічний вплив льодовика на гірські породи. Льодовик створює холодний місцевий клімат і сприяє морозному гіпергенезу (вивітрюванню). На льодовику і біля льодовика є скупчення снігу – сніжники. Їх сукупна рельєфотвірна діяльність – нивація. Остання включає морозний гіпергенез, улітку при таненні снігу хімічний гіпергенез з утворенням глинистих порід, ерозію, соліфлюкцію відталих гірських порід під вагою сніжника, за наявності добре розчинних гірських порід – карстові процеси. Тому тип рельєфу, створений льодовиком, і називається гляціально – нивальним. Які умови необхідні для формування гляціально – нивального рельєфу? Лише одна – наявність льодовика (чи сніжника) та похил земної поверхні, щоб льодовик міг рухатися. Які типи льодовиків існують на Землі? Гірські і покривні. Гірські дуже залежать від рельєфу, відносно невеликі за розмірами, а покривні, навпаки, мають великі розміри, від умов рельєфу не

залежить. І формують ці типи льодовиків різні комплекси форм рельєфу, тому весь гляціально – нівальний рельєф поділяють на підтипи:

- I) Гірсько – льодовиковий рельєф.
- II) Рельєф покривного зледеніння.



Рис.2.2. Кари–денудаційні форми гірсько-льодовикового рельєфу. Алтай

Поширення рельєфу покривного зледеніння

За свою геологічну історію Земля зазнала чимало епох зледенінь, але в сучасному рельєфі у вигляді реліктів збереглися сліди лише останнього плейстоценового зледеніння, яке поділяється на ряд льодовикових епох та міжльодовикових періодів. Найбільш чітко виражений рельєф максимального (для СНД –дніпровського) та останнього (для СНД валдайського) зледенінь, котре закінчилося 10-13 тис. років тому. Межа максимального зледеніння у **Північній Америці** : по широті ~ 48⁰ пн.ш. від Ванкувера до річки Міссурі – по річці Міссурі до впадіння її в річку Міссісіпі – по річці Міссісіпі до гирла річки Огайо - по річці Огайо до Нью-Йорка.

Межа максимального зледеніння **в Євразії** : Брістольська затока – по р. Темзі – гирло Рейну – підніжжя Середньо – Германських гір – підніжжя Карпат – Луцьк – Житомир – до Дніпропетровська – різко на північ уздовж схилу Середньоросійської височини до Брянська – уздовж р. Дону і Ведмедиці до Кірова (58⁰ пн. ш.) - потім до Пермі (62⁰ пн. ш.) - до 110⁰ сх.д. і прямо на північ західніше від р. Лена.

Межа максимального зледеніння в Південній Америці – південь та ареали в Андах.

2.2. Гірсько-льодовиковий рельєф: денудаційні та акумулятивні форми

Поширення форм гірсько – льодовикового рельєфу відповідає районам поширення сучасного та древнього гірського зледеніння. Ви це вже вивчали у курсі «Гідрологія» і зараз я просто посилаюся на цей матеріал.

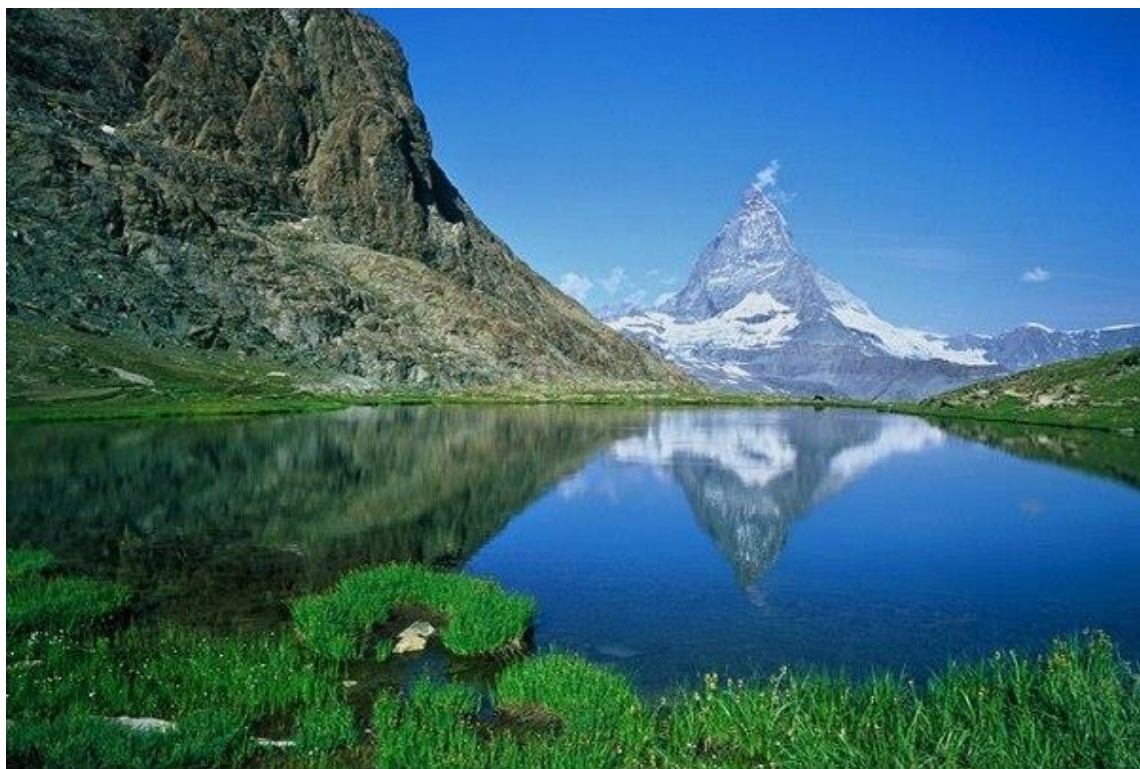


Рис.2.3. Карлінг

Гірсько – льодовикові форми рельєфу поділяються на екзараційні та акумулятивні.

1) **Екзараційні форми** – а) кари, б) карлінги, в) сквіплени, г) трогои, д) баранячі лоби; е) фіорди.



Рис.2.4. Еквіплени в Альпах

а) *Кари* – кріслоподібні заглиблення на схилах гір, котрі виникають у результаті морозного вивітрювання. Такі кари можуть бути розташовані з усіх сторін гірської вершини . Розростаючись, вони можуть з'єднатися , тобто перемичок між ними уже не буде, а буде єдине фірнове поле. Таким чином утворюються гострі пірамідальні вершини зі гранями –*карлінги*.

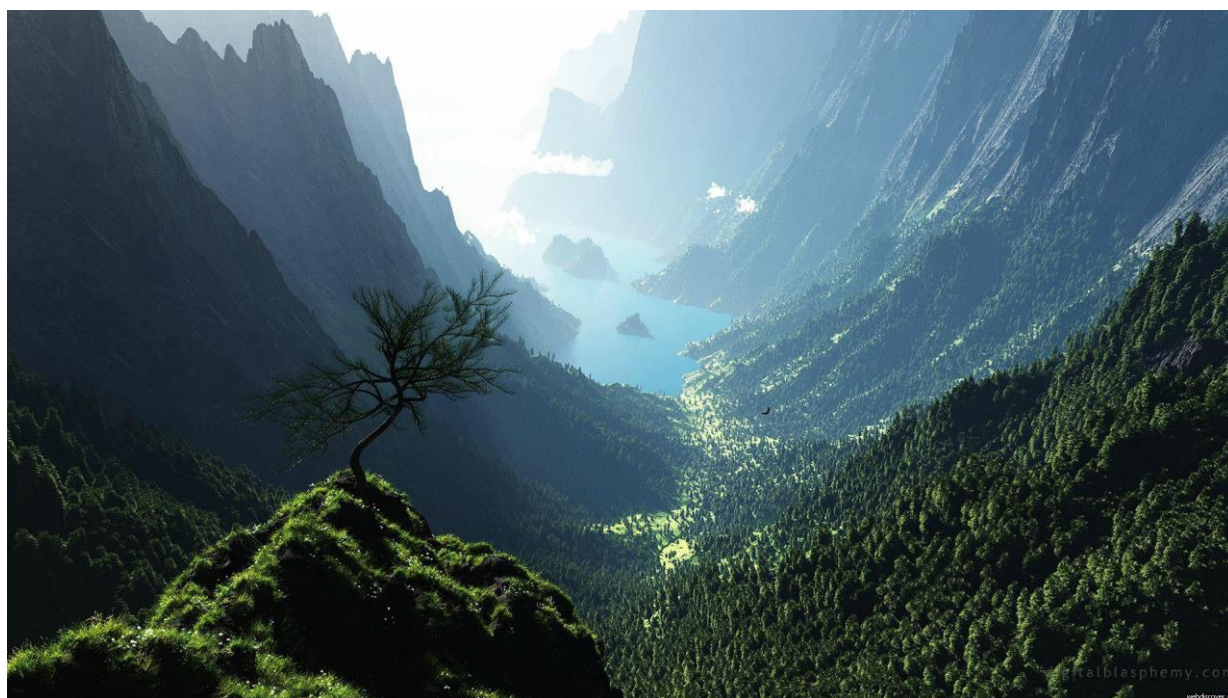


Рис. 2.5. Троги (льдовикові долини) в Скандинавії



Рис. 2.6. Фіорди (затоплені морем трого) в Скандинавії

б) Під впливом екзарації і нівациї карлінги інтенсивно руйнуються і з часом на їх місці залишається високогірна хвиляста вирівняна поверхня – *еквіплен*.

в) Результат сумарної руйнівної діяльності річки й долинного льодовика за умови чергування процесів водної ерозії і льодовикової екзарації – *троги* – коритоподібні долини з особливим поперечним профілем. Походження плечей трога: морозне вивітрювання на контакті льодовика зі схилами.

2) *Акумулятивні форми* – а) флювіогляціальні тераси; б) кінцево-моренні гряди; в) земляні піраміди.



Рис.2.7. Земляні піраміди

Акумулятивні форми гірсько-льодовикового рельєфу кінцево-моренні гряди, також характерні і для покривного зледеніння.

2.3. Зонування територій покривного плейстоценового зледеніння

Льодовик, котрий рухається, вирівнює земну поверхню. Форми рельєфу, складені м'якими гірськими породами, він повністю руйнує. Льодовик згладжує форми рельєфу, складені твердими гірськими породами.

В областях покривного зледеніння виділяються зони за переважаючим рельєфотвірним процесом льодовика: 1) зона екзарації біля центрів зледеніння. 2) зона льодовикової акумуляції. 3) перигляціальна зона (діяльності талих льодовикових вод).

2.4. Форми рельєфу зони екзарації

Форми рельєфу зони екзарації: а) баранячі лоби; б) кучеряві скелі; в) улоговини (ванни) виорювання; г) шхери.

а) *Баранячі лоби* – височини та виступи, складені кристалічними породами. Вони мають довгий пологий відполірований схил, обернений до льодовика, і

крутий короткий схил протилежний. У баранячих лобів довжина коливається від декількох метрів до сотень метрів.



Рис.2.8. «Баранячі лоби» в Карелії

б) *Кучеряві скелі* – скупчення «баранячих лобів». При затопленні їх утворюються невеличкі плоскі острівці – *ихери* і відповідний тип берегів.

в) *Улоговини виорювання*. Великі уламки, брили кристалічних порід, відламані льодовиком, вмерзають у дно і, рухаючись разом з льодовиком, утворюють продовгувасті улоговини – ванни. Більшість озерних котловин Фінляндії, Карелії мають таке походження.

2.5. Форми рельєфу зони льодовикової акумуляції

Форми зони акумуляції:

а) моренні пагорби; б) кінцево-моренні гряди; в) ками; г) ози; д) друмлини; е) гляціодислокації.

При зупинці та відступі льодовика відбувається танення льоду і морена відкладається на земну поверхню – відбувається акумуляція.

а) Якщо край льодовика довго знаходився і танув на одному місці, додаючи все нові і нові порції морени, то утворювалися *кінцево-моренні гряди* (валоподібні підвищення). Це зазвичай було перед перешкодами у вигляді височин. Розміри цих гряд можуть бути дуже великими. Так, у Фінляндії височина Сальпаусселькя є кінцево-моренною грядою.

б) При загальному таненні льодовика вся морена відкладається на земну поверхню, утворюючи характерний акумулятивний рельєф горбистих моренних



Рис.2.9. Шхери
рівнин. *Моренні пагорби* – мають м'яку округлу форму. Розміри їх різноманітні. Наприклад, їх висота у Литві - 50-60м.



Рис.2.10. Ками

в) **Ками** – горби неправильної форми з нерівною поверхнею. Утворюються при відкладанні на поверхню наносів скупчень води – своєрідних озер, які знаходилися на поверхні льодовика чи в печерах льодовика, чи в проталинах льодовика. Ками складені шаруватим піском із гравієм.



Eskers

Рис.2.11. Ози

г) Часто зустрічаються «залізничні насипи», але без колії. Це ози. **Ози** – довгі, вузькі, звивисті гряди, схожі на насипи довжиною 30-40км, шириною десятки (рідше сотні метрів), висотою від 5 до 80м . Схили симетричні, круті (до 40°). Ози розташовані незалежно від сучасного рельєфу (перетинають вершини пагорбів, долини річок, озерні улоговини). Складені воднольодовиковими пісками з лінзами піску з гравієм. Ози утворюються при відкладенні на земну поверхню наносів потоків талої води на льодовику і в його тілі, чи відкладів у тріщинах льодовика.



Рис.2.12. Друмлін

д) *Друмліни* – пагорби довжиною 400 – 2500м, висотою до 45м, шириною 150-400м, асиметричної форми. Походження: морена накопичувалася перед перешкодою і льодовик згладжував її. Інший спосіб: перед перешкодою льодовик розтріскувався, тріщини заповнювалися наносами, а потім при русі льодовика відклади висипалися на височину й згладжувалися. Україна і Білорусія мають області Полісся. Ці області утворені діяльністю льодовика. На них розташовані моренні рівнини, моренні горби, моренно-зандрові рівнини, ози, ками. У зоні льодовикової акумуляції зустрічаються величезні валуни. Валун дніпровського зледеніння із скандинавського граніту вагою 1 тонна встановлений біля краєзнавчого музею в місті Ромни Сумської області.

2.6. Рельєф перигляціальної зони

Акумулятивні форми рельєфу представлені такими видами:

а) *Зандрові рівнини (водно-льодовикові)* – після танення льодовика від його краю текли водні потоки. Вони не могли нести крупних уламків, як льодовик і переміщували в основному пісок з невеликим гравієм – це водно-льодовикові відклади, які складають зандрові рівнини. Ці рівнини низькі, плоскохвилясті, часто заболочені. Такого походження Білоруське та Українське Полісся.



Рис.2.13. Водно-льодовикова (флювіогляціальна) рівнина. Волинь

б) *Озерно-льодовикові рівнини* – після танення льодовика утворюються спокійні водойми – озера, де відкладається ще тонший матеріал – глина. Після зникнення озер на їх місці залишаються рівнини. Вони плоскі, заболочені. Часто зустрічаються в Українському Поліссі.

Денудаційні форми рельєфу представлені такими видами:

а) *Лощини стоку або прохідні долини*. Сильні потоки талих льодовикових вод при похилі поверхні виробляли від'ємні лінійно - витягнуті форми,

коритоподібні, широкі. У Сумській та Полтавській областях багато таких форм. У деяких із них течуть маленькі струмочки, деякі заболочені, деякі сухі. Язик льодовика підгачував р. Сулу, Хорол, Псел, Ворсклу, що призводило до переливання річкових і талих льодовикових вод через вододіли і утворення долин, які зараз «мертві» - сухі з пологими схилами.

РОЗДІЛ 3. ЕОЛОВИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ СУХОДОЛУ

3.1. Умови та процеси утворення аридного рельєфу

Аридний рельєф відноситься до зональних типів морфоскульптури. Його формування в першу чергу залежить від кліматичних умов. Згадаємо, що аридний означає «сухий». Отже, головною необхідною умовою утворення аридних форм є посушливий клімат – мала кількість опадів, значне випаровування, тривалі посушливі періоди. Подивимося на кліматичну карту і з'ясуємо, для яких регіонів суходолу характерні такі умови? Це області континентального клімату помірних, субтропічних та тропічних поясів, а також кліматичні області західних узбереж тропічних поясів.

Указана необхідна умова доповнюється комплексом інших умов:

- різкі коливання добових температур (умови для вивітрювання);
- сильні стійкі вітри;
- наявність пухких відкладів;
- слабкий розвиток рослинного покриву.

Рельєфотвірна діяльність вітру проявляється у вигляді дефляції, коразії та переміщення (транспортування) й акумуляції пухкого матеріалу.

Коразія – руйнування корінних гірських порід за рахунок їх обточування, шліфування уламковим матеріалом, котрий переміщується під дією вітру. Якщо порив вітру підхоплює пісок і жбурляє на вас, буває боляче із-за сили удару. Під дією цих сил відбувається руйнування корінних порід.

Дефляція – видування і розвіювання дрібних часток гірських порід. Зрозуміло, що дефляція може відбуватися лише після руйнування гірських порід і утворення їх дрібних часточок унаслідок фізичного вивітрювання.

Формування аридного рельєфу відбувається по – різному в залежності від складу гірських порід. Рельєфотвірна діяльність вітру має різні наслідки у глинистих, кам'янистих і піщаних пустелях та напівпустелях. Тому виділяються *три підтипи аридного рельєфу*:

- 1) кам'янистих пустель;
- 2) глинистих пустель;
- 3) піщаних пустель.

3.2. Рельєф кам'янистих пустель

У кам'янистих пустелях в умовах великих добових амплітуд температури поверхні відбувається інтенсивне фізичне вивітрювання. Згадаємо, що земна поверхня вдень нагрівається до 100° , а вночі її температура знижується навіть до $+10^{\circ}$; $+5^{\circ}$. Чергування цих процесів обумовлює руйнування гірських порід процесами фізичного вивітрювання. При розтріскуванні гірських порід лунають звуки, схожі на артилерійську канонаду. В результаті замість скель утворюється безліч уламків гірських порід. Найменші з них (глина, пісок) розвіються і видуваються(дефляція) крупніші залишаються і утворюють такі форми рельєфу як щербенисті пустелі.

Унаслідок специфічної дії коразії:

1) утворюються **коразійні ніші** – своєрідні виємки у нижній частині скель, розташованих поперек пануючих вітрів.

Унаслідок неоднакової стійкості гірських порід до руйнування частина скелястих масивів вибірково руйнується, а частина залишається у вигляді.

2) **кам'янистих останців** різного розміру і форми: башти, колони, фігури, що нагадують фортеці і замки, тварин і людей, тощо.

Часто подібні форми вводили мандрівників і дослідників в оману, настільки вони були схожими на руїни древніх споруд. І лише спеціальні дослідження дозволяли з'ясувати їх природне походження. У ролі архітектора й скульптора виступала природа. У різних районах Землі поширені відмінні форми останців у гірських породах, що відрізняються за складом. Наприклад, конгломерати на гірському масиві Демерджі; вапняки і мергелі на околицях Бахчисарая.

3) **котли видування (дефляційні котли)**

4) **кам'яні гриби** (зверху бронюючий пласт як шляпка гриба).

Поширення кам'янистих пустель: Устюрт і Мангишлак; Гобі, Сахара; Наміб (на півдні); Кару, Мохаве, Сонора, Атакама;

3.3. Форми рельєфу глинистих пустель

У глинистих пустелях, котрі межують з піщаними, утворюються **ярданги**. Останні являють собою паралельні круті невисокі гряди, розділені борознами шириною до 1 м. Це результат руйнівної дії піску, що переноситься вітром із сусідніх ділянок піщаної пустелі. А вітри теж мають бути особливими: пасатного типу (весь час одного напрямку); або мусонного типу, (із зміною на протилежні напрямки). Яким не здається парадоксальним, але інша поширена форма рельєфу глинистих пустель утворюється під дією води. Згадаєте, що, якщо в пустелі випадає дощ, то він має інтенсивний характер. Це злива, внаслідок котрої утворюються тимчасові водотоки, що відкладають у зниженнях дрібні уламки гірських порід – глинисті часточки.

Глини – це водотривкі гірські породи. Тому вода у цих зниженнях застоюється і поступово випаровується в умовах дуже високих температур (до + 100⁰С і вище. В таких умовах утворюється тверда кірка, яка розтріскується на багатокутники. Кірка така тверда, що не руйнується навіть під копитами коня з вершиником. Не потрібно їхати далеко в пустелю, щоб помилуватися такиром. Його аналоги або моделі частенько утворюються і в нашій місцевості. Згадайте висохлі калюжі після дощу на глинистому чи суглинистому ґрунті.

Географічне поширення глинистих пустель Дешти – Маркох (Іранське нагір'я, Афганістан), Дешти – Лут (Іран), Сахара; Мохаве, Велика Піщана пустеля (Австралія).

3.4. Рельєф піщаних пустель, його різновиди

Які форми рельєфу піщаних пустель ви знаєте? Орієнтовна відповідь: бархани, дюни. Проте у дійсності різноманітність цих форм дуже велика. Розгляньте таблицю роздавальних матеріалів «Еоловий рельєф піщаних пустель». Навіть побіжний погляд дозволяє з'ясувати декілька десятків форм еолового рельєфу піщаних пустель. Це обумовлюється тим, що формування піщаних форм одночасно залежить від багатьох чинників – закріпленості пісків, кількості пухкого матеріалу, характеристик «природного скульптора» - вітру.

3.5. Рельєф незакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери

1. При пасатному типів вітрів:

а) **Бархани** – несиметричні, піщані гряди серповидної форми, розташовані перпендикулярно пануючим вітром, гострими кінцями вперед. Навітряні схили пологі ($5 - 10^{\circ}\text{C}$), підвітряні – круті ($30 - 35^{\circ}\text{C}$). Висота – 0,5м (іноді до 40м), ширина – 40 - 70м(до 140м і більше). Ці форми рельєфу зустрічаються дуже рідко .

б) **ембріональні бархани** (маленькі бархани округлої форми).

в) **повздожні барханні гряди** – висотою до 40 -500м, довжина – сотні кілометрів, ширина до 1км, відстань між окремими грядами - 4-5км. Утворюється при злитті кількох барханів у пустелях зони пасатів. Характерна слабохвиляста форма.

2. При мусонному типі вітрів:

г) **барханні ланцюги** – асиметричні піщані хвилі висотою до 100м, довжиною – від кількох сотень метрів до 10-12км. Між гребенями сусідніх ланцюгів – відстань 1,5 - 3,5км. Барханні ланцюги виглядають як суцільне піщане море з великими хвилями, а на їх тлі – малими хвилями. Більші розміри обумовлені як значними обсягами піску, так і незакріпленістю піску. Ніщо не заважає вітру скупчувати величезні кучугури.

3. При конвекційному та інтерференційному типів вітрів:

д) **схрещені бархани;**

е) **пірамідальні бархани.**

Рельєф незакріплених пісків переміщується під дією вітру.

Ефективні заходи з боротьби з наступом пісків:

а) закріплення рослинністю: дерева, чагарники, трави;

б) очеретяні куліси (як при снігозатриманні);

в) щити з очерету(рогозу);

г) поливання відходами нафтопродуктів;

д) вітрозахисні смуги (подібні до наших лісосмуг у степу, лісостепу).

Поширення піщаних пустель:

Каракуми; Кизилкуми; Такла – Макан; Регістан (Афганістан); Пустелі Аравійського півострова: Великий і Малий Нефуд; Руб –Ель- Халі; Сирійська, Тар, Сахара, Лівійська, Наміб (північ), Вікторія (у Австралії).

3.6. Рельєф напівзакріплених пісків при різних типах циркуляції атмосфери

1. При пасатах – розріджений рослинний покрив заважає їх переміщенню.

Повздожні гряди – довгі, висота від десятків до сотень метрів. Утворюється в результаті розвіювання і відкладення піску. Між грядами – зниження, висота – від кількох метрів до кількох сотень метрів.

2. При конвективному типі атмосферної циркуляції:

Бугристі піски – в результаті закріплення пісків пустельною рослинністю, здатною швидко проростати через піски і закріплювати їх корінням. Утворюються при вітрах різних напрямків.

Кущові бугри – при скупченні піску біля кущів (тамариска, саксаула, пустельного очерету тощо). Розміри бугрів залежить від висоти рослин (наприклад , тамариск утворює бугри висотою 4-6м).

3. При мусонному типі вітрів.

Поперечні гряди.

4. При інтерференційних вітрах.

Грядово - ячеїсті піски – крім головних гряд, витягнутих у напрямку пануючого вітру, низькі поперечні гряди у напрямку другорядних (слабших вітрів).

Ячеїсті піски характеризуються округлими зниженнями діаметром до 200м, глибиною до 60м.

3.7. Рельєф пісків позапустельних зон при різних типах циркуляції атмосфери

На берегах морів – **дюнні гряди** (берегові вали), **параболічні дюни**. Для задрових рівнин і тундр – **кільцеві дюни**. Спочатку при порушенні дернового покриву внаслідок дефляції утворюється замкнена улоговина, а потім при конвекційному типі вітрів – навколо котловини насипається вал – кільцева дюна. На берегах морів, озер, заплавах річок зустрічаються кучугури, які утворюються біля кущів.

Солончакові пустелі (кевіри) – на узбережжях морів, що відступають (Каспійського, Аральського), при висиханні озер, а також у зниженнях рельєфу при близькому стоянні солоних ґрунтових вод, при засоленні поливних земель. Утворюються кірка солі, яка руйнується і розвіюється. При неодноразовому повторі – утворюються безстічні западини, наприклад Карагіє (-132м).

РОЗДІЛ 4. КРІОГЕННИЙ ТИП МОРФОСКУЛЬПТУРИ

4.1. Поняття кріолітозона та процеси утворення кріогенного рельєфу, його підтипи

Якось до одного професора географа звернувся його друг художник і фотограф із Сибіру з пачкою фотографій, на яких будинки розтиналися малими і великими тріщинами. На деяких знімках споруди взагалі являли собою грудку розвалин. Були фото із деформованим залізничним полотном і дороги, помережені глибокими розломами. В чому справа? Не вміють будувати? Чи може відбуваються землетруси? Ні, винна «багаторічна мерзлота». Лірики називають її «північним сфінксом», а вчені кріолітозоною. Кріо – мороз, літос – камінь, зоне – пояс. Звідси – кріолітозона – це товща пухких гірських порід будь якого складу, що має від'ємну температуру й товщину десятки й сотні метрів, знаходиться в мерзлому стані декілька років (від 3 – 4 років до тисячоліть).

При температурі 0⁰ прісна вода замерзає. Оскільки гірські породи просочені водою, то, замерзаючи, вода цементує їх, різко змінюючи властивості. Добре відомі вологі пісок і суглинок, котрі діти можуть копати своїми лопатками. Замерзаючи, вологі гірські породи стають надміцним монолітом, свого роду бетоном, який зруйнує лише вибух.

4.2. Географічне поширення багаторічної мерзлоти

Сучасна кріолітозона охоплює 25 % суходолу – 40млн км², простягається з величезною смугою вздовж Північного Льодовитого океану по широті 55° – 60° у Північній Америці, по лінії – гирло Печори – Салехард – Ігарка – Чита – Анадир у Євразії.

В області багаторічної мерзлоти до кінця літа тане шар ґрунту товщиною від 20 см до 5 м, а глибше знаходиться товща гірських порід, яка не тане століттями – вічномерзлий шар.

Утворення форм рельєфу в областях «багаторічної мерзлоти» відбувається за рахунок трьох гідротермічних процесів: 1) багаторічного промерзання, 2) багаторічного танення, 3) сезонного промерзання і танення.

4.3. Форми рельєфу гідротермічної зони багаторічного промерзання

а) Гідролаколіти (або багаторічні бугри пучення) – куполоподібні асиметричні пагорби висотою 8-12м (до 50м), у поперечнику до 200м, котрі мають льодяне ядро, покрите шаром гірських порід товщиною більше 1,5м і торфу 0,5 – 1,0м товщини. Міжмерзлотні води, замерзаючи, збільшуються в об'ємі. А оскільки виходу їм немає і згори, і знизу, то тверді замерзлі породи у верхній частині піднімаються (пучаться), утворюючи гідролаколіти.

б) Валикові полігональні ґрунти - це правильні багатокутники найчастіше зі 5 та 6 сторонами. Їхній діаметр - до кількох метрів. Контури багатокутників утворені тріщинами. В морозобійних тріщинах утворюються льодяні клини глибше діяльного шару, які не встигають танути за літо. Ці клини ростуть в глибину і в ширину, витісняючи вміщуючі їх гірські породи на поверхню у вигляді валиків, розділених канавкою. Ці форми рельєфу приурочені до певних видів гірських порід, котрі утворюють дрібноземну однорідну масу, складену пісками, суглинками чи глинами. І валики, і полігони складені однією і тією ж породою. На заплавах і терасах розміри валикових полігональних ґрунтів більші. Вали до 2м висоти, а їх діаметр – 100 – 200

4.4. Рельєф гідротермічної зони багаторічного танення

1. Термокарстові форми: а) термокарстові блюдця; б) термокарстові западини; в) термокарстові улоговини; г) аласи; д) термокарстові лійки; е) термокарстові провали.

Багатолітня мерзлота включає в себе маси підземного льоду: поховані шматки льодовика, замерзлі озера чи болота, замерзлі ґрунтові води.

При зміні кліматичних умов, вирубці лісу, розорюванні відбувається нерівномірне танення багаторічної мерзлоти. Форми, котрі при цьому утворюються дуже схожі на карст, тому їх називають термокарстовими. Великі плоскі улоговини діаметром у кілька кілометрів у Якутії називають аласами.

2. Термоерозійні форми:

а) байджарахи; б) яри, виникають внаслідок термічного й ерозійного впливу водних потоків.

Байджарахи – нестійкі земляні пагорби висотою 0,5 – 1,5м, котрі утворюються у результаті неглибокого танення клиноподібно - жильних льодів. Висота байджарахів коливається від 0,5 до 1,5м.

4.5. Рельєф гідротермічної зони сезонного танення і промерзання

Представлені такі форми рельєфу: а) соліфлюкційні форми; б) структурні ґрунти; в) сезонні бугри пучення; г) плями-медальйони, д) мерзлотні сальзи.

Соліфлюкція – процес повільного сповзання (на схилах з крутизною 3- 25°) сильно перезволожених ґрунтів і гірських порід по нахиленій поверхні вічномерзлої породи. Розрізняють гряди, язики, соліфлюкційні (натічні) тераси. **Структурні ґрунти** – форми рельєфу, котрі утворюються унаслідок сортування неоднорідної ґрунтової маси, насиченої водою при багатократному її замерзанні і таненні. Виділяють різні форми структурних ґрунтів. Кам'яні багатокутники – ділянки в'язкого дрібнозему, оточені валиками каміння діаметром 1 – 2м, кам'яний «бордюр» має ширину 30 – 50 см. Кам'яні кільця мають округлу форму. Кам'яні смуги утворюються на схилах і мають незамкнений характер.

Морозне сортування. Верхня частина діяльного тріщин замерзає, збільшуючись в об'ємі, піднімається і підтягує за собою каміння, стовпи, сваї, тощо. Пустота, яка утворюється знизу, заповнюється рідкою породою і водою, котра потім теж замерзає. І так багато разів, поки камінь діаметром до 1,5 – 2м, чи репер, чи стовп повністю не буде виштовханий із ґрунту. Ось чому руйнуються лінії електропередач і будинки у районах поширення багаторічної мерзлоти.

Сезонні бугри пучення бувають двох видів:

а. **Бугри – могильники**, прикриті непотужним шаром торфу, котрі зберігають крижане ядро із-за невеликої теплопровідності торфу.

б. Власне **сезонні бугри пучення**.

Плями-медальйони – це голі (без рослинності) глинисті плями округлої форми діаметром від 0,5 до декількох метрів, котрі утворилися унаслідок сезонного замерзання і танення однорідних глинистих порід. На поверхню прориваються по тріщинах рідкі глинисті ґрунти, затиснуті між двома шарами мерзлоти: сезонної і багаторічної, котрі зближуються. Ці прориви – грязьові вулканчики або мерзлотні сальзи.

Рекомендована література

Базова

1. Фоменко А.П. Общая физическая география и геоморфология / А. Фоменко, В. Хихлуха.-М.: Недра, 1987.- 373 с.
2. Леонтьев О.К. Общая геоморфология / О.К.Леонтьев, Г.И. Рычагов — М.: Наука, 1989. — 287 с.
3. Стецюк В.В. Основи геоморфології: Навч. посібник / В.В.Стецюк, І.П. Ковальчук — Київ, 2005. — 495 с.
4. Неклюкова Н.П. Общее землеведение. Литосфера. Биосфера. Географическая оболочка / Нина Петровна Неклюкова. — М.: Просвещение, 1975.— 224 с.
5. Шубаев Л.П. Общее землеведение / Леонид Павлович Шубаев. – М: Высшая школа, 1977.- 454 с.
6. Судакова С.С. Общее землеведение: Учебник для вузов / Светлана Сергеевна Судакова.- М.: Недра, 1987. - 325 с.

Допоміжна

1. Ананьев Г.С. Геоморфология материков и океанов / Г.С.Ананьев, О.К.Леонтьев. — М.: Изд-во МГУ, 1987. — 274 с.
2. Неспokoйный ландшафт. — М.: Мир, 1981. — 188 с.

3. Багров М.В. Землезнавство / Багров М.В., Боков В.О., Черваньов І.Г. — К.: Либідь, 2000. — 464 с.
4. Бакланов П.Я. Географические измерения: виды, шкалы, параметры / П.Я.Бакланов // Український географічний журнал. — 2013. — №2. — С.17-22.
5. Волошин І.І. Загальне землезнавство /І.І. Волошин. — Ніжин: Вид-во НДПУ ім.М.Гоголя. — 2002. — 294 с.
6. Гвоздецкий Н.А. Горы / Н.А.Гвоздецкий, Ю.Н.Голубчиков. — М.: Мысль, 1987. — 399 с.
7. Географический атлас для учителя средней школы. — М.: ГУГК, 1982. — 238 с.
8. Географический энциклопедический словарь. Термины и определения. — М.: Советская энциклопедия, 1988. — 432 с.
9. Динамическая геоморфология: Учеб. пособие для студ.вузов по спец."География"/ Под ред. Ананьева Г.С., Симонова Ю.Г., Спиридонова А.И. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 447 с.
10. Дідик З. Літосфера / З. Дідик //Краєзнавство. Географія. Туризм. — 2002. — №46. — С.14-16.
11. Донець Г. Небезпечна краса / Г. Донець // Чумацький шлях. — 2007. — №5. — С.24-28.
12. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / За ред. В.І. Старостенка; НАН України. Ін-т геофізики ім. С.І. Субботіна. Карпатське відділення. — К.: Наукова думка, 2005. — 256 с.
13. Комлев О.О. Про зміст сучасної концепції геоморфології / О.О. Комлев. //Український географічний журнал. — 2002. — №2. — С.9-15.
14. Костенко Н.П. Геоморфология / Н.П. Костенко. — М.: Изд-во МГУ, 1985. — 309 с.
15. Костріков С. В. Дослідження самоорганізації флювіального рельєфу на засадах синергетичної парадигми сучасного природознавства: монографія / Сергій Васильович Костріков, Ігор Григорович Черваньов ; Харків. нац. ун-т імені В. Н. Каразіна. — Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2010. — 144 с.
16. Лавриненко В. Геоморфологічна будова й основні типи рельєфу України / В. Лавриненко // Краєзнавство. Географія. Туризм. — 2013. — № 10. — С. 11–13
17. Олійник Я.Б. Загальне землезнавство / Олійник Я.Б., Федорищак Р.П., Шищенко П.Г. — К.: Знання-Прес, 2003. — 247 с.
18. Палієнко В.П. Механізми, режими та обстановки сучасного геоморфогенезу на території України /В.П. Палієнко. // Український географічний журнал. — 2003. — №4. — С.19-29.
19. Пестушко В. Географічні елементи архітектури /В. Пестушко //Краєзнавство. Географія. Туризм. — 2003. — №9. — С.8-14.
20. Пиотровский В.В. Геоморфология с основами геологии / В.В. Пиотровский — М.: Недра, 1977. — 224 с.
21. Ратобильский Н.С. Землеведение и краеведение / Н.С. Ратобильский, П. Лярский. —Минск: Университетское, 1987.- 414 с.
22. Рельєф України: навч. посіб. / за заг. ред. В. Стецюка. — К. : Слово, 2010. — 688 с.

23. Рослый И.М. Геоморфология Украинской ССР / И.М. Рослый.— К.: Вища школа, 1990. — 285 с.
24. Савкова Т.М. Общее землеведение / Т.М. Савкова. — М.: Академія, 2003. — 413 с.
25. Самойленко В. М. Модельна ідентифікація берегових геосистем / В. М. Самойленко, І. О. Діброва. — К. : Ніка-Центр, 2012. — 328 с.
26. Селивєрстов Ю.П. Землеведение / Ю.П. Селивєрстов. - М.: Academia, 2004. — 304 с.
27. Спиця Р.О. Принципи, методи та критерії виявлення неотектонічно активних розломів / Р.О. Спиця // Український географічний журнал. — 2013. — № 2. — С. 40–47.
28. Стецюк В.В. Екологічна геоморфологія України / В.В. Стецюк, Г.І. Рудько, Т.І. Ткаченко. — К.: Слово, 2010. — 368 с.
29. Сучасний стан і перспективи розвитку геоморфології в Україні / В. П. Палієнко, С. Ю. Бортник, Б. О. Вахрушев [та ін.] // Український географічний журнал. — 2012. — № 2. — С. 11–17.
30. Суховій О.М. Морфометричний аналіз поверхневих карстових форм / О.М. Суховій // Український географічний журнал. — 2012. — № 1. — С. 17–23.
31. Хрянина Л.П. Метеоритные кратеры на Земле / Л.П. Хрянина — М.: Недра, 1987. — 112 с.
32. Четырёхязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. — М.: Советская энциклопедия, 1980. — 544 с.
33. Яценко М. Енергія, що лежить під ногами / М. Яценко // Світогляд. — 2007. — №4. — С. 61–63.

Інформаційні ресурси

1. Олійник Я.Б. Загальне землезнавство / Олійник Я.Б., Федорищак Р.П., Шищенко П.Г. — К.: Знання-Прес, 2008. — 247 с.

http://pidruchniki.ws/17810409/geografiya/zagalne_zemleznavstvo_-_oliynik_yab