

ОЛЕКСАНДР КОМЛЄВ

РЕЛЬЄФ АЗІЇ
НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

КИЇВ - 2023

Рельєф Азії: навчальний посібник / О.О. Комлєв. – Київ, 2023. – 235 с.

Рецензенти:

Герасименко П.П., доктор географічних наук, професор, географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка);

Ремезова О.О., доктор геологічних наук, професор, завідувач відділу корисних копалин Інституту геологічних наук Національної академії наук України;

Спиця Р.О., кандидат географічних наук, провідний науковий співробітник, завідувач відділу геоморфології та палеогеографії Інституту географії Національної Академії наук України

Рекомендовано до друку Вченою радою географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (протокол № 3 від 27 жовтня 2023 року)

У навчальному посібнику розглянутий рельєф Азії: загальні риси та окремих регіонів. Посібник рекомендований для студентів, які навчаються на спеціальності «106 Географія» в рамках освітніх програм «Природнича географія», «Геоморфологія та природо-пізнавальний туризм» та на спеціальності «103 Науки про Землю» в рамках освітньої програми «Ґрунтознавство, управління земельними ресурсами та територіальне планування» та інших. Навчальний посібник може використовуватись при вивченні дисциплін «Рельєф Землі», «Рельєф світу», «Історія планетарного рельєфу Землі», «Еволюційна геоморфологія».

ЗМІСТ

Вступ.....	5
Розділ 1. Головні закономірності форм рельєфу Землі.....	7
1.1. Розмірно-генетична класифікація форм рельєфу Землі.....	7
1.2. Планетарні риси рельєфу Землі.....	7
1.3. Геоморфологічний етап розвитку Землі.....	10
1.4. Загальні закономірності морфоструктури Землі.....	12
1.5. Загальні закономірності морфоскульптури Землі.....	31
Розділ 2. Головні закономірності рельєфу Азії.....	53
2.1. Морфоструктура Азії.....	53
2.2. Морфоскульптура Азії.....	69
Розділ 3. Регіональні особливості рельєфу Азії.....	78
3.1. Рівнини, плато, плоскогір'я, гори, нагір'я Північної Азії.....	78
3.1.1. Західно-Сибірська рівнина.....	78
3.1.2. Плато і плоскогір'я Східного Сибіру.....	85
3.1.3. Гори півдня Сибіру.....	96
3.1.4. Гори і нагір'я Північного Сходу Азії.....	109
3.2. Рівнини і гори Внутрішньої Азії.....	117
3.2.1. Рівнини Середньої Азії та Казахстану.....	117
3.2.2. Тянь-Шань	130
3.2.3. Гори і рівнини Центральної Азії.....	144
3.2.4. Центрально-Китайське нагір'я.....	160
3.3. Гори і рівнини Східної і Південно-Східної Азії.....	165

3.3.1. Гори, нагір'я, рівнини Далекого Сходу (Камчатка, Курильські і Японські острови).....	165
3.3.2. Гори і рівнини Малайського архіпелагу (Зондські, Філіппінські, Молуккські острови).....	170
3.3.3. Гори і рівнини Сахаліну, Сіхоте-Аліня, Маньчжурії та Корейського півострову.....	179
3.3.4. Рівнини і плато Північного Китаю.....	184
3.3.5. Південно-Китайські гори.....	186
3.3.6. Гори, рівнини і плато Індокитаю.....	188
3.4. Рівнини і плоскогір'я Південної Азії.....	194
3.4.1. Рівнини і плоскогір'я Індостану.....	194
3.4.2. Плоскогір'я Аравійського півострову.....	199
3.5. Гори і нагір'я Альпійсько-Гімалайського поясу Азії.....	205
3.5.1. Малоазіатське нагір'я.....	205
3.5.2. Армянське нагір'я.....	208
3.5.3. Іранське нагір'я.....	210
3.5.4. Памір, Копетдаг, Гіндукуш, Каракорум, Гімалаї, Цинхай-Тибетське нагір'я.....	214
3.5.5. Бірманське нагір'я.....	225
Висновки.....	228
Використана література.....	233

ВСТУП

Рельєф Землі вивчає *планетарна геоморфологія*, а рельєф материків, дна океанів і морів і їх частин - *регіональна геоморфологія*.

Регіональний рівень досліджень в геоморфології є основний. Об'єктам геоморфологічних досліджень регіонального рівня присвячено багато робіт. Вони розглядаються і в навчальних посібниках. Автором при написанні навчального посібника вони були враховані.

Геоморфологічне районування материків (частин світу) полягає у розділенні їх рельєфу на усе менші за площею виділи і показувати їх на схемах районування за допомогою різних таксонів (таксономічних одиниць). На певному рівні районування рельєфу кожний виділ вирізняється певними ознаками. В сучасному геоморфологічному районуванні відмінності виділів показуються в типах земної кори, особливостях неотектонічних рухів, субстрату, на якому формується рельєф, співвідношенні денудаційних і акумулятивних процесів.

В схемах геоморфологічного районування прямо та побічно присутній принцип генетичної обумовленості рельєфу, який вимагає врахувати зміни співвідношення чинників морфогенезу в просторі і часі. Рельєф земної поверхні відображує ці зміни. Тому, важливо розуміти, що рельєф великих територій (материків) в своїх головних рисах формується мільйони – сотні мільйони років. Сучасний рельєф відображує останній етапи розвитку рельєфу, але в ньому проявляються риси попередніх. Тобто, усі риси рельєфу визначаються історією територій.

В навчальному посібнику, автор використав схему геоморфологічного районування материків, в якій виділяють таксони - зони, країни, провінції. Геоморфологічні *зони* відрізняються відмінностями в будові земної кори, типом й інтенсивністю неотектонічних рухів. Геоморфологічна *країна* є

частиною геоморфологічної зони, чітко обособлюється геоструктурою і орографією, схожістю типу і інтенсивності неотектонічних рухів, денудаційних і акумулятивних процесів. Це відповідає геоструктурам третього порядку (щити, плити, авлакогени, складчасті системи, міжгірські западини). Геоморфологічні *провінції* відповідають геоструктурам четвертого порядку (на платформах – це синеклізи, антеклізи; в складчастих поясах – мегаантиклінорії і мегасинклінорії). Для провінцій основними ознаками районування є тип і інтенсивність денудаційно-акумулятивних процесів, тип субстрату. Геоморфологічні провінції не завжди повністю співпадають зі структурами четвертого порядку.

Навчальний посібник включає 2 розділи. В першому розділі розглянуті головні закономірності планетарного рельєфу Землі. Другий розділ повністю присвячений рельєфу Азії. В першому підрозділі розглянуті основні закономірності рельєфу - його морфоструктури і морфоскульптури. В другому підрозділі описаний регіональні рівні рельєфу Азії: 5 *геоморфологічних зон* - рівнин, плато, плоскогір'їв, гір, нагір'їв Північної Азії; рівнин і гір Внутрішньої Азії; гір і рівнин Східної і Південно-Східної Азії; рівнин і плоскогір'їв Південної Азії; гір і нагір'їв Альпійсько-Гімалайського поясу Азії. В зонах розглянуто 21 *геоморфологічна країна*.

Автор щиро вдячний колегам за важливі поради під час роботи над навчальним посібником.

РОЗДІЛ 1. ГОЛОВНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ РЕЛЬЄФУ ЗЕМЛІ

1.1. Розмірно-генетична класифікація форм рельєфу Землі.

В 40-і роки 20 століття, майже одночасно, різними дослідниками була запропонована *розмірно-генетична* класифікація форм рельєфу Землі. Типологічні елементи її - *геотектура*, *морфоструктура* і *морфоскульптура*, утворені планетарними, ендегенними і екзогенними чинниками морфогенезу. Вони відображують ієрархічну будову геоморфосистеми за розмірами і різною роллю зазначених чинників в їх утворенні. В цілому, такий підхід є методологічно виважений в рамках морфогенетичної парадигми вивчення рельєфу. Разом з тим, фактичні дані свідчать, що деякі морфоскульптури (зокрема, поверхні вирівнювання) часто більші по площі за морфоструктури, але в розмірно-генетичній класифікації форм рельєфу розташовані нижче за них. Необхідно враховувати, що критерій розмірності в ній зберігається на рівні геотектури, а морфоструктури і морфоскульптури порушуються. Тому, деякі дослідники пропонують відмовитися від категорії «геотектура», а використовувати лише «морфоструктуру» і «морфоскульптуру».

1.2. Планетарні риси рельєфу Землі.

Найбільш крупні форми рельєфу Землі – виступи материків, океанські западини і перехідні між ними утворення, є об'єктами планетарної геоморфології. Теоретичні і методологічні основи планетарної геоморфології закладені в працях В. Бондарчука, І. Герасимова, Л. Кінга, К. Маркова, Г. Каттерфельда, Б. Лічкова, Я. Стоваса, інших дослідників. Були встановлені основні напрямки планетарної геоморфології: вивчення впливу космічних і планетарних чинників (тяжіння Місяця, Сонця, розподілу мас і швидкості обертання Землі) на геотектури. Планетарною геоморфологією вивчаються явища антиподальності, асиметрії півкуль Землі (північної-південної, західної-східної), критичні паралелі і меридіани Землі (епейрогенічне і таласогенічне кола), виступи материків і ложе океанів.

Материкові виступи і океанічні западини як основні елементи геотекстури Землі. «Материки» і «океани» - це складні гетерогенні структурно-геологічні утворення, які пройшли тривалий геологічний розвиток. Океанічні западини з океанічним типом кори нині розростаються шляхом поглинання ділянок континентальної кори. Це властиво для Індійського, Атлантичного, Тихого океанів і прилеглих до них частин материків Африки, Південної Америки і Австралії. Океанічні западини відзначаються різними типами глибинної геологічної структури. Під материками земна кора також має важливі відмінності.

На думку дослідників, диференціація земної кори на континентальну і океанічну і утворення їх ділянок відбулось ще в до геологічний етап розвитку Землі. В наступний геологічний етап первинні ядра материків і первинних западин поступово розвивались і перетворювались шляхом приєднання до них структурних елементів різного типу. Тому, басейни океанів і поєднані з ними материки в їх нинішніх окресленнях *нові*, які не мали аналогів в ранні етапи історії Землі. Ці мегаформи рельєфу почали виникати і розвиватися тільки на *геоморфологічному етапі Землі*, який наступив з кінця палеозою – на початку мезозою. Вони остаточно сформувались в неотектонічний (неоген-четвертинний) час разом з іншими головними рисами сучасного рельєфу. Вони є об'єктами геоморфологічного аналізу, натомість, земна кора – це об'єкт геологічного (геотектонічного) аналізу (рис.1).

Деякі особливості розвитку геотекстури Землі. Для встановлення загальних тенденцій розвитку найбільш крупних форм рельєфу Землі необхідно враховувати: 1) в океанічних западинах (крайових частинах) виявлені області з континентальною та перехідною корою, а океанічна кора на материках відсутня, тобто, океанічні западини розростаються шляхом поглинання материків; 2) послідовність виникнення основних типів земної кори в процесі геологічної еволюції Землі інша - океанічна кора виникла раніше і близька до первинної кори планети, а континентальна кора вторинна

і утворилась під час тривалої геологічної еволюції. Це підтверджують і дані геофізики, які дозволяють виділяти і кору проміжного типу.

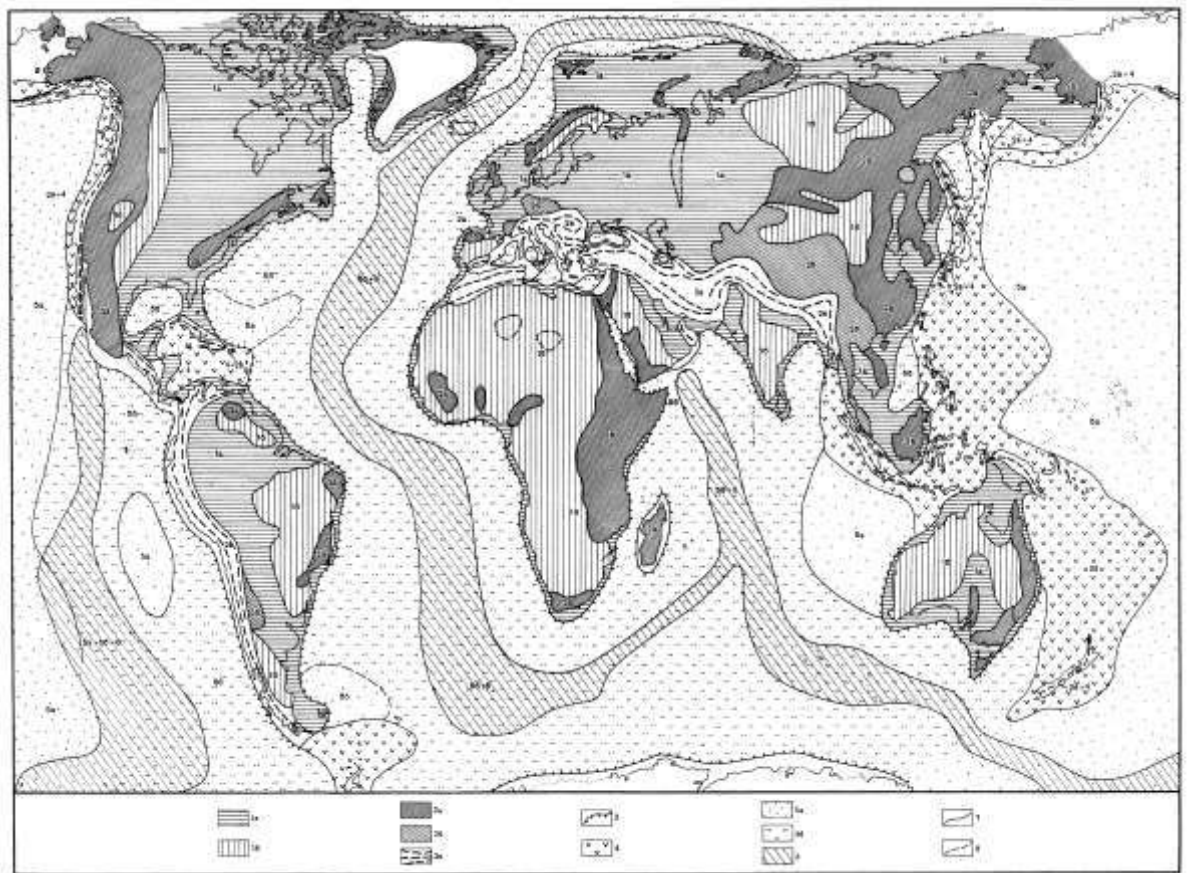


Рис. 1. Основні елементи геотектури Землі.

Континентальні виступи: 1- рівнинно-платформні області; а -низькі рівнини (в області суші і області шельфу); б – високі рівнини (плато, плоскогір'я, підняті масиви); гірські (орогенічні) області: а-відроджені гори пері океанічного типу; б- відроджені гори пері геосинклінального типу; в-молоді гірсько-складчасті споруди.

Перехідна зона: 3- границі континентальних масивів, типу геофлексур; 4-сучасні геосинклінальні області перехідної зони. Океанські западини: 5-глибоководні западини: а-древніших (первинних) океанів; б-більш пізніх (вторинних) океанів і внутрішніх морів; серединні хребти і вали океанів; границі геофлексур:7-достовірні; 8-ймовірні.

Нині пропонується така схема геологічної еволюції літосфери Землі:
кора океанічного типу > кора перехідного типу > континентальна кора.

Перехідна зона, яка розташована між материковими виступами і океанічними западинами, чітко виділяється за геоморфологічними ознаками. В Індійському і Атлантичному океанах океанічна кора розвинута відносно

незначно, а западину Тихого океану вона оточує майже суцільним кільцем. Для Індо-Атлантичної області характерний різкий перехід через материковий схил – геофлексуру, а в Тихоокеанській області перехід від океанічної западини до прилеглих материків – Азії, Австралії, північно-західної частини Північної Америки поступовий, складний. Перехідна зона найбільш чітко виражена на азіатсько-австралійському узбережжі Тихого океану. Тут краї материків опоясують архіпелаги островів, розділених глибокими западинами. В цій зоні спостерігається взаємопроникнення континентальних і океанічних елементів і послідовне перетворення океанічної кори в континентальну. Це відображується і в еволюційному ряду типів рельєфу: рівнини океанічних платформ (кора океанічного типу) > острівні дуги; глибоководні жолоби і западини сучасних геосинкліналей (кора перехідного типу) > молоді складчасті і вулканічні гори > рівнини континентальних платформ (кора континентального типу).

Аналіз будови берегів, перехідних зон, структура і рельєф океанського дна, дозволяють виділяти тихоокеанський і атлантичний типи переходів материкових виступів і океанських западин. Основна їх відмінність в тому, що для тихоокеанського типу характерна широка перехідна зона, яка майже відсутня у атлантичного типу, що вказує на своєрідність розвитку рельєфу і структур земної кори Тихоокеанської і Індо-Атлантичної областей. Загальна тенденція утворення океанічних западин шляхом *поглинання материків* чітко виражена в морфографії Індо-Атлантичної області. В Тихоокеанській області вона виявляється тільки структурно-геоморфологічним методом.

1.3. Геоморфологічний етап розвитку Землі.

Після палеозою чітко проявляється загальна планетарна тенденція до розширення і заглиблення океанів як елементів рельєфу, яка суперечить іншій загальній тенденції еволюції літосфери в напрямку від океанічної кори до континентальної. Структурна неоднорідність дна океанів свідчить, що вони виникли на відносно пізній стадії розвитку структури і рельєфу Землі.

Ця нова стадія розвитку, яка почалась в мезозої, за змістом суперечить попередній історії розвитку структури і рельєфу. Якщо головною тенденцією в попередній історії було розширення континентальних масивів, то в мезозої почались руйнація масивів суші і формування зовсім нових в історії Землі типів морфоструктури – глибоких океанських западин і високо піднятих материкових виступів.

Ця стадія розглядається як *геоморфологічний етап розвитку Землі* і охоплює значну частину мезозою і весь кайнозой. В цій назві міститься основне: в цей етап був сформований в головних рисах сучасні рельєф Землі і розподіл суші і моря. Він почався наростаючим збільшенням основних тіл нинішніх материків шляхом утворення молодих платформ, які з'єднали ядра древніх материкових платформ і плит. Прикладом такого розвитку є поява в кінці палеозою - на початку мезозою тіла сучасного материка Євразія, утвореного Східно-Європейською і Східно-Сибірською платформами, які були з'єднані і ними облямовані молодими платформами Західного Сибіру, Турану, Центральної Азії, Західної Європи. Молоді гори, міжгірські западини мезозойського і кайнозойського орогенезу створили сучасні гірські системи – Альпи, Гімалаї, Кордильєри, Анди, східноазіатські системи мезозоїд.

В геоморфологічний етап неабиякий розвиток отримали також процеси розростання і заглиблення океанських западин шляхом поглинання деяких елементів древніх платформ. Особливо яскравим вираженням цього процесу є розпад Гондвани і утворення западин Атлантичного і Індійського океанів. Збільшувалась і площа западини Тихого океану, де відбувалась і «океанізація» кори. З цими процесами була пов'язана і тектонічна активізація деяких ділянок суші і характерний для геоморфологічного етапу епіплатформний орогенез – утворення відроджених гір. Процеси океанізації і тектонічної активізації материків були новими і своєрідними явищами в історії Землі. З появою в кайнозої нового типу рухів земної кори пов'язане і явище епіплатформного орогенезу. Вони відбувались в історії Землі вперше.

Тому, з геоморфологічним етапом пов'язуються зовсім нові тенденції і процеси в розвитку глибоких частин кори і верхньої мантії Землі. Вірогідно, що ці тенденції можуть бути викликані загальнопланетарними причинами. Змістом еволюції геотектури впродовж геоморфологічного етапу був її перехід від принципової моделі кінця геологічного періоду до сучасної.

Зазначені події і конкретні форми розвитку геотектури упродовж мезо-кайнозою дозволяють виділяти геоморфологічний етап розвитку Землі як особливий в еволюційному ряді тривалого до геологічного і геологічного розвитку Землі. Необхідно також остерегти від неправильного ототожнення з геоморфологічним етапом поняття «неотектонічний етап». Неотектонічний етап охоплює неоген-четвертинний час, коли збільшувалась контрастність морфоструктур, які виникли в мезозої. Водночас, геоморфологічний етап і неотектонічний етап не можуть протиставлятися, оскільки кожний з них має власне значення.

1.4. Загальні закономірності морфоструктури Землі.

Морфоструктурні елементи, які зіграли основну роль у формуванні сучасного рельєфу різних материків, досить різноманітні. Серед них можуть бути виділені 14 типів головних морфоструктур і їх поширення на різних материках (таблиця1).

Рівнинно-платформні області займають приблизно 64 % всієї площі суші. Серед них пенепленізовані цокольні денудаційні рівнини і залишкові кряжі займають 17 %, а решту - пластові і молоді акумулятивні рівнини, які складені майже горизонтальними пластами осадових порід.

Рівнинні області материків поділяються на молоді і древні платформні ділянки. Перші займають 18 %, другі 82 % їх загальної площі. Вони суттєво відрізняються морфоструктурою.

Молоді платформи відрізняються від древніх більш контрастним і різноманітним рельєфом. Так, в межах молоді платформної області Західної

Європи різко контрастують високо підняті масиви і кряжі (Вогезів, Кембрійських гір) і низовини (Середньо-Європейська) і басейни (Паризький), в межах Урало-Сибірської епігерцинської платформи розташовані на різних гіпсометричних рівнях Західно-Сибірська плита і Казахський щит. Розвинуті на молодих платформах залишкові гірські масиви (кряжі) цокольні денудаційні майже-рівнини, пластові рівнини, акумулятивні низовини утворюють еволюційний ряд морфоструктури від гірських складчастих областей через молоді платформні рівнини до древніх платформних рівнин.

Для *древніх платформ* характерні морфоструктури цокольних рівнин, пластових височин, морфологічні ландшафти пластових сходів. Древні щити виділяються як морфоструктурні області, де, в результаті тривалої денудації, осадовий чохол, в основному, зруйнований. Балтійський і Канадський щити – це найбільші центри стабілізації земної кори в минулому, пройшли і значний шлях еволюції морфоструктури. Найбільший розвиток тут мають *відроджені гори*, властиві для епіплатформної стадії розвитку земної кори. Найбільш яскраво епіплатформний орогенез проявився в зоні Східно-Африканських розломів, яка розташована в межах древнього щита.

Древні платформи відзначаються одноманітним рельєфом поверхні. Серед них виділяються низькі (Східно-Європейська, Північно-Американська) і високі (Східно-Сибірська, Африканська, Бразильська) платформи. Молоді платформи більш контрастні за рельєфом і тектонічними рухами.

Спільною рисою платформ різного віку є їх еволюція до консолідації з часом і зменшення диференційованості рухів окремих блоків та їх інтеграції. Морфоструктурна консолідація платформних рівнин виникає на їх певному етапі розвитку. Це підтверджують близькі висоти розвинутих на них поверхонь вирівнювання та характер геофлексурний характер їх межування. Тут виділяються зовнішні (Африканська, Бразильська, Індійська) і внутрішні ділянки, ускладнені розломами, які розділяють їх гіпсометричні сходи.

Краї древніх і молодих платформ не завжди чітко виражені в рельєфі, особливо в областях опускань, де вони є самостійними геотектурами.

В межах молодих платформ переважають прямі морфоструктури, які пов'язані з рельєфом і структурами складчастого фундаменту та їх рухами. Обернені морфоструктури виникають тільки в окремих місцях молодих платформ, які захоплені у підняття з суміжними гірськими спорудами. Вони виражені у верхніх горизонтах осадової товщі як антеклізи або синеклізи.

Глибинна будова морфоструктур древніх платформ більш складна. В межах Східно-Європейської, Східно-Сибірської, Північно-Американської платформ досить чітко виділяються крайові і внутрішні зони. В крайових зонах древніх платформ, як і молодих, переважають прямі морфоструктури, а у внутрішніх – незгідні. Вони виникли в мезокайнозої і було пов'язано з тектонічними перебудовами на тлі загальних склепіннієвих піднять.

Аналіз глибинної будови крупних форм рельєфу показує, що і древні і молоді платформні рівнини часто виступають як ланки загального процесу направленої еволюції морфоструктури платформ. Змістом цієї еволюції є те, що на першій стадії розвитку платформ утворюються крупні форми рельєфу в значній мірі успадковані від попередньої геосинклінальної стадії. Розвиток їх відбувається внаслідок диференційованих успадкованих рухів. В наступну стадію, в умовах загального склепіннієвого підняття, роль диференційованих рухів зменшується, а в морфогенезі переважають загальні для платформ і розташованих поруч складчастих зон не успадковані тектонічні деформації (як приклад, перебудова морфоструктури Східно-Європейської платформи по Волзько-Ельбруській геофлексурі).

В межах древніх щитів складна обернена морфоструктура древніх плит змінюється відносно простою прямою морфоструктурою, яка характерна і для платформних рівнин південної півкулі. Неоднозначним тут є питання тотожності рельєфу древніх щитів північної і південної півкуль в

історичному аспекті. Якщо прямий рельєф Балтійського і Канадського щитів утворився в результаті денудації осадового покриву, який мав обернену морфоструктуру, то в межах гондванських платформ прямий рельєф древній і існує з часу утворення цих платформних рівнин. Геоструктури (синеклізи) Африканської платформи існують з докембрію. На її внутрішні частини майже не поширювався вплив активних складчастих зон, на відміну від Східно-Європейської і Північно-Американської платформ, де під впливом останніх, відбувались перебудови морфоструктурного плану.

Гірські (орогенічні) області займають біля 36 % площі суші. Вони розділяються на 2 історико-генетичні групи: молоді або первинні (епігеосинклінальні) гори і відроджені або вторинні (епіплатформні) гори. Молоді гори займають 41 % загальної площі гір, відроджені – 59 %.

Молоді гори області кайнозойської складчастості поділяються на 2 категорії, які відповідають різним стадіям їх морфоструктурної еволюції. Більш ранній – гірсько-геосинклінальній стадії відповідають гірські споруди, які приурочені в основному до перехідної зони між океанськими западинами і континентальними виступами. Це ділянки земної кори, де відбувається активне перетворення океанічної кори в континентальну. Тут відбувається потужне накопичення осадових товщ і інтенсивне збагачення верхніх частин земної кори глибинною речовиною. В морфоструктурному відношенні процес перетворення океанічної кори в континентальну виражається утворенням систем островних дуг з насадженими на них вулканами і глибокими геосинклінальними западинами. Гірські споруди даного типу найбільше проявляються в зоні, яка облямовує Тихоокеанську западину. Для морфоструктури зони характерна майже повна відповідність рельєфу і геоструктури. Крупні антиклінальні елементи виражаються в гірських ланцюгах, островних дугах, а геосинклінальні прогини відповідають глибоководним западинам.

Дальшій еволюції рельєфу і структури відповідають гірськоскладчасті споруди найбільше представлені в сучасному рельєфі альпійським поясом. В ньому упродовж кайнозою відбулось «замикання» океану Тетісу і проходили інтенсивні процеси складчастості і орогенезу.

Орогенез в межах альпійського поясу відрізняється від орогенезу сучасного геосинклінального поясу, який охоплює Індонезію, Японські острови, Курило-Камчатську область. Орогенез тут відбувається на більш низькому гіпсометричному рівні, проміжному між дном океану і материків. Курильські, Японські, Філіппінські і інші острови сучасних геосинкліналей - це вершини гір, підшва яких розташована глибоко під рівнем океану. Альпійські гірськоскладчасті споруди сформувались на більш високому континентальному рівні. Такі різні рівні гороутворення свідчать, що в альпійському поясі перетворення океанічної кори в континентальну в основному завершилось. Про таке її недавнє перетворення свідчать западини морів - Середземного, Чорного, Південного Каспію, в яких будова земної кори близька до западин перехідної зони між океанами і материками.

Більш складна, порівняно з сучасною геосинклінальною областю, передісторія гірських споруд альпійської складчастої області відобразилась в їх морфоструктурі, яку визначають структурні елементи складчастого і складчасто-брилового типів, особливо в їх центральних частинах. В останніх, на поверхню часто виходять древні ядра, складені кристалічними породами, переважають прямі співвідношення геоструктури і орографії, хоч і не такі виразні, як в сучасній геосинклінальній області. Тут проявляються поперечні до основного напрямку повздовжнього простягання складчасті деформації (підняття і прогини), які пов'язані з глибинними розломами, і продовжуються в сусідній рівнинно-платформній області.

Таким чином, спостерігається чітка направлена еволюційна лінія, стадіям якої відповідають морфоструктури: гірсько-геосинклінальні споруди → гірсько-складчасті споруди → молоді платформні рівнини → древні

платформі рівнини → древні щити. Цю лінію називають геосинклінально-платформною.

В цей еволюційний ряд не входять *відроджені (епіплатформні) гори*, один з найбільш характерних елементів сучасної морфоструктури Землі.

Відроджені гори займають 14 % площі древніх платформ і 52 % - молодих. Це повністю відроджені (новоутворені) гірські ланцюги або омолоджені зруйновані гори. Новий орогенез відбувався в межах рівнинно-платформних областей і молодих альпійських гір. Так, високо здійснений Гімалайсько-Тібетсько-Памірський гірський вузол є результат інтерференції альпійського і нового орогенезу. Джерела їх рухів тут можуть бути різними.

Відроджені гори можна виділяти, враховуючи вік складчастого поясу, де відбувався новий орогенез. В областях сучасного орогенезу зустрічаються гори з різними історією розвитку, новітніми структурними формами підняття і прогинів, певними геоморфологічними і морфоструктурними відмінностями. Для відроджених гір характерний значний розвиток древніх поверхонь вирівнювання - високо піднятих пенепленів, успадкованих від попередньої платформно-рівнинної стадії.

В складчастих областях різного віку змінюються і співвідношення між орографічним планом, будовою гідросітки і геоструктурою складчастої області. Відродженим горам областей альпійської і мезозойської складчастості характерні відносно прості співвідношення крупних форм рельєфу, річкової сітки і елементів геоструктури. Ці співвідношення більш складні в областях палеозойської (герцинської і каледонської) складчастості, але найбільше в областях докембрійської складчастості. Для гір різного віку спостерігаються і різні співвідношення в їх утворенні складчастих і брилових рухів. Для більш молодих гір характерне переважання складчастих рухів над бриловими.

Важливою рисою відроджених гір є їх структурна гетерогенність, яка особливо характерна горам, відродженим в межах більш древніх складчастих областей бриловими рухами по розломам, які перетинають древні складчасті структури і інтегрують їх в окремі блоки. Так, Алтайсько-Саянська гірська система включає герцинські, каледонські і рифейські складчасті структури, а Скелясті гори - мезозойські і древні платформи.

Високі платформи і відроджені гори представляють активізовані ділянки різновікових платформ, які зустрічаються на усіх материках. Високі і низькі платформні рівнини - це основні типи платформних морфоструктур, які чітко розрізняються характером рельєфу і динамікою його перетворення, особливостями тектонічних рухів в останні етапи геологічної історії.

Морфоструктури відроджених гір і високих платформ закономірно поєднуються, визначають загальне підняття, глибоке розчленування і складну будову поверхні. Відроджені гори і високі платформи займають майже половину площі всієї суші. Вони виникли в мезокайнозої на місці складчастих структур докембрійського, палеозойського, мезозойського віку. Розділення платформ на високі і низькі відбувалось в мезокайнозої і не має зв'язку з віком складчастої основи. Так, Східно-Європейська і Східно-Сибірська платформи мають приблизно однаковий докембрійський вік складчастої основи, але Східно-Європейська платформа відноситься до низьких рівнин, а Східно-Сибірська платформа представляє високе плато. Західну частину Північно-Американської платформи займають Великі рівнини. Вони піднімаються вище 1000 м і відносяться до високих рівнин. Ця морфоструктура гетерогенна. Північна її частина відноситься до древньої платформи, а південна - до молоді платформи. В цілому, просторовий розподіл відроджених гір і високих платформ не показує прямого зв'язку з геосинклінально-платформної лінією еволюції структури.

Закономірності розташування високих рівнин і відроджених гір вказують про особливий етап розвитку структури і рельєфу Землі. Так, в

межах Євразії її східна частина тектонічно більш рухлива і піднята. Тут розташовуються найбільш високі гірські вузли не тільки Євразії, але і всієї планети (Памір, Гімалаї, Тибет). На захід гори знижуються (Кавказ, Альпи), зростає роль міжгірських «овалів осідання», зменшується сейсмічність (Альпи). Це пов'язують з впливом на східну частину Євразії Тихоокеанської западини. В межах материка Північної Америки, прилегла до Тихоокеанської западини західна частина високо піднята. Тут розташовуються відроджені Скелясті гори і прилегла до них морфоструктура Великих піднятих рівнин. В східній, приатлантичній частині, розташовуються порівняно невисокі гірські хребти і низькі рівнини.

Розподіл відроджених гір і високих платформ в північній півкулі вказує на їх зв'язок з загальними рисами морфоструктури Землі планетарного порядку, перед усім, з розподілом материків і океанів. Ймовірно активізація платформ і вторинний орогенез, інтенсивні загальні підняття частин материків в зоні впливу Тихого океану були компенсаційними і викликалися його прогресуючими поглибленням і розширенням і відповідним підтоком субстрату верхньої мантії під материки. Тому, високі рівнини і відроджені гори заходу Північної Америки і сходу Євразії визначають як періокеанічні, викликані розростанням і поглибленням Тихоокеанської западини.

В південній, океанічній, півкулі переважають високі платформи. Тут розвинуті і відроджені гори, які розташовані на краях материків: Східно-Африканська рифтова зона (нагір'я), Гвіанське нагір'я, сери східної Бразилії (Сера-де-Мар ін.), Західні Гати (півострів Індостан), гори Східної Австралії. Ці морфоструктури також періокеанічні, які мають просторовий і генетичний зв'язок з формуванням океанських западин, яке почалось в мезозої і значно прискорились в кайнозої.

Ближче до країв материків, особливо прилеглих до океанських западин, які найбільш активно формуються, відбулось зламування платформних масивів і утворення періокеанічних відроджених гір переважно

брилового і складчасто-брилового типів. На більшому віддаленні від краю материків, але в зоні впливу океанських западин, виникали високі платформи. Вони є перехідними між активізованими частинами материків (які пережили повторний орогенез) і відносно спокійними - внутрішніми. Ці просторові і генетичні співвідношення так виглядають схематично: край материка→відроджені гори (періокеанічні)→високі платформні рівнини→морфоструктури внутрішніх частин материків, які незначно захоплені деформаціями упродовж геоморфологічного етапу.

Виділяються також відроджені гори, які утворені на периферії молодих гірських систем (зокрема альпійської геосинкліналі). Вони називаються перігеосинклінальними і поширені менше за періокеанічні. В Західній Європі виділяються дві смуги відроджених гір різного генезису. Одна смуга, яка включає Центральний масив, Vogesi, Шварцвальд, Рудні гори, Судети, Чеський ліс, тягнеться вздовж краю Альп і Карпат, і має перігеосинклінальне походження, інша смуга включає Скандинавські гори, Шотландське нагір'я, Кантабрійські гори, і має періокеанічні походження. В межах Північної Америки періокеанічними відродженими горами є гори Ньюфаундленду, Баффінової Землі, острову Елсмір, Аппалачі. Порівняння цих гір з Кордильєрами показує різну степінь тектонічної активності в зонах впливу Тихого і Атлантичного океанів. Відроджені гори обох типів зустрічаються і в Південній Америці.

Вік і історія розвитку морфоструктур суші. Вік багатьох морфоструктур більш древній за неотектонічний етап. Вік плато Путорана, крупних височин Східно-Сибірської платформи мезозойський (юрсько-середньо крейдовий). До кінця крейдового періоду оформились деякі крупні морфоструктури північної частини Східно-Європейської платформи (Північні Ували). Вони розвинуті і в гірських країнах, особливо відроджених гір (Скелясті гори, Східно-Африканське нагір'я). Впродовж неотектонічного етапу ці морфоструктури проявились більш чітко. Деякі морфоструктури

зазнали значних перебудов і виникли якісно нові морфоструктури. Так, в міоцені, в заключну (орогенічну) стадію розвитку альпійської геосинкліналі, почали формуватись нинішні гірські хребти і міжгірські западин на місці морських басейнів, розділених архіпелагами островів. В неотектонічний етап відбувались перебудови і платформних морфоструктур, які перебували в зоні впливу альпійського орогенезу. Так, Волино-Подільське і Карабільське плато виникли на місці крайових платформних западин, які були втягнуті у підняття. В неотектонічний етап, внаслідок інверсії внутрішніх платформних западин-синекліз, виникли Приволзька височина і плато Устюрт.

В цілому, в неотектонічний етап виникли якісно нові морфоструктури, але крупні морфоструктури на материках утворились раніше. Неотектонічні рухи сприяли збільшенню їх контрастності. Найбільше це проявилось в зоні впливу океанічних западин, а в неотектонічний етап - в зоні впливу альпійського орогенезу. Відродження гірського рельєфу в епіплатформних орогенічних поясах відбувалось поступово - спочатку на їх частинах, які відносно недавно втратили рухливість, а далі це поширилось на більш древні і стабільні ділянки.

Разом з тим, упродовж мезо-кайнозою розвиток морфоструктури Землі відзначається вираженою направленістю. Вона полягає у прогресивному нарощуванні піднять материків, поглибленні океанських западин, загальному ускладненні рельєфу Землі, які відбувались нерівномірно в просторі і часі. На кожній крупній ділянці суші чергувались періоди загальних піднять, їх уповільнення і, навіть, опускання. Це приводило до чергування епох підсилення розчленування поверхні рівнин і гір, ускладнення їх рельєфу і епох згладжування контрастів поверхні і загального вирівнювання рельєфу. Епохи розчленування і згладжування рельєфу представляють собою цикл морфогенезу, а їх череда визначає направлену еволюцію рельєфу. Морфоцикли підтверджуються існуванням полігенетичних (денудаційно-аккумулятивних) поверхонь вирівнювання, які

розділені уступами (в областях піднять). Аналіз числа і віку поверхонь вирівнювання дозволяє відтворити історію морфогенезу територій. Співставлення їх дозволяє встановити загальні закономірності і особливості розвитку окремих морфоструктур.

Досить ефективним для вивчення історії рельєфу, тектонічних рухів є метод морфоциклічних кривих. На морфоциклічній кривій показуються поверхні вирівнювання - їх кількість, висота, вік і, відповідно, морфоцикли територій. Морфоциклічні криві, побудовані для мезо-кайнозойського етапу різних платформних рівнин дозволяють встановити певні закономірності розвитку сучасної морфоструктури суші. За геоморфологічними ознаками, історія сучасної морфоструктури крупних ділянок земної кори простежується як мінімум з початку мезозою. Загальною закономірністю є ритмічний розвиток рельєфу суші. В історії кожної великої території виділяються крупні цикли, які включають фазу розчленування і фазу вирівнювання рельєфу. Загальною закономірністю також є зменшення тривалості циклів в неогені-четвертинному періоді порівняно з мезозоем і початком кайнозою. Разом з тим, в результаті кожного циклу формувались співрозмірні по площі поверхні вирівнювання і відбувалось нарощування гіпсометричного рівня на близькі величини. Аналіз конкретних морфоциклів мезо-кайнозою різних за тривалістю платформ показує, що починаючи з неогену значно зростає інтенсивність екзогенних процесів морфогенезу (денудації і акумуляції). Це свідчить про підвищення напруженості ендегенних процесів і доцільність виділення неотектонічного етапу, упродовж якого тенденції, властиві для геоморфологічного етапу, стають більш вираженими.

Співставлення окремих циклів морфогенезу геоморфологічного етапу крупних ділянок суші дозволяє зробити ряд висновків. Так, відзначається співпадіння етапів формування вирівняних поверхонь деяких територій. Так, в пізньому пліоцені проходила фаза вирівнювання рельєфу в межах древніх Східно-Європейської і Африканської платформ і молоді платформи Західної

Європи, яка зафіксована чітко вираженими полігенетичними поверхнями вирівнювання. Також корелюються: пізньоміоценові поверхні вирівнювання Західної Європи, Африки і півдня Східно-Європейської рівнини; палеогенові поверхні Східно-Європейської рівнини, Західної Європи, Південної Африки («головний пенеплен»). В цих регіонах виділяється також і більш древня – мезозойська поверхня вирівнювання, але час її формування відбувався тут в інтервалі Т-К₂.

Також часто синхронні і фази розчленування рельєфу Європи і Африки, які співпадають з епохами загального підняття материків. Виділяються четвертинна (повсюдна), середньо-пліоценова (місцями зміщена в ранній пліоцен), міоценова. Остання фаза була найбільш за амплітудою рухів і охопленою площею. Вона проявилась у підсиленні орогенезу в геосинкліналі Тетісу (Кавказ, Альпи), утворенні крупних розломів в платформних областях (північна частина Східно-Африканської рифтової області, Західна Європа, південний схід Східно-Європейської рівнини). На розвитку Європейській платформі і в Західній Європі чітко проявлялась датська (перед палеогенова) фаза підняття і розмиву. В рельєфі Африканської платформи ця фаза не залишила значних слідів, але тут проявилась фаза підняття ранньої крейди, яка майже відсутня в Європі. Треба зазначити, що значна синхронність морфоциклів Східної і Західної Європи і Африки мала місце тільки в останні етапи розвитку їх рельєфу в кайнозої. В мезозої, в Африці, порівняно з Європою, проявилась певна асинхронність.

Ідеї синхронності морфоциклів суперечать дані історії розвитку рельєфу Сибіру. В межах Східно-Сибірської платформи міоценова фаза підняття проявилась менше як в Європі і Африці, але змістилась в пліоцен. З іншого боку, фаза інтенсивних підняття охопила Східний Сибір в крейдовому періоді, а в Західній Європі і Східно-Європейській платформі переважали опускання. В межах Східно-Сибірської платформи і суміжних областей

проявлялись своєрідні четвертинні, ранньопліоценова, середньо крейдова і середньо юрська фази підняття.

В межах Північної Америки, в Скелястих горах і прилеглих ділянках платформної рівнини головна фаза підняття і морфогенезу, як і в Сибіру, зміщена в пліоцен, а в палеогені продовжувалось вирівнювання. В Китаї, на початку неогену було фаза відносного тектонічного спокою і глибокої пенепленізації значної території (епоха тансьян). Фаза інтенсивних неотектонічних підняття настала лише в пліоцені, охопила четвертинний період. З цими рухами пов'язані деформації і глибоке розчленування пенеплену тансьян.

Ці приклади свідчать про відсутність синхронності морфоциклів в масштабі всієї Землі. Уявлення про метакронність морфоциклів вважаються більш правильним. Це не суперечить і можливій кореляції (синхронності) морфоциклів в певних просторових і часових рамках. Тут спостерігаються 2 основні типи історичної послідовності морфоциклів: 1) властивий для Східно-Європейської рівнини, Західної Європи і Африканської платформи; 2) властивий для Східного Сибіру, західної частини Північної Америки і східного Китаю. Основною причиною таких відмінностей в геоморфогенезі, послідовності рухів земної кори, вважається підрозділ земної кулі на Індо-Атлантичну і Тихоокеанську області. Послідовність морфоциклів в Індо-Атлантичній області відображує в основному протікання альпійського етапу текто- і морфогенезу, який завершився формуванням молодих гірських ланцюгів в геосинкліналі Тетісу і зв'язаних з ними морфоструктур. В Тихоокеанській області морфоцикли залежали від мезозойського (тихоокеанського) етапу, завершилися утворенням морфоструктур відроджених гір і високих платформ.

Відзначаються і схожі риси в розвитку високих платформ і відроджених гір, незалежно до їх належності до Тихоокеанської або Індо-Атлантичної області. Африканська платформа тільки в останні етапи свого

розвитку наблизилась за ритмом до інших морфоструктурних елементів Індо-Атлантичної області. Корелюються середньо-крейдова фаза підняття Східно-Європейської платформи (і прилеглих до неї мезозойд) і ранньо- і середньо-крейдові фази підняття Африки, середньо-юрська фаза підняття Східно-Сибірської і Африканської платформ (в межах рифтової зони). З цією фазою, ймовірно, пов'язано закладення головних рис сучасної морфоструктур цих територій – їх обособлення як високих платформ, закладення систем відроджених гір. Співпадіння початкових фаз розвитку високих платформ і відроджених гір Африки і Сибіру показує загальнопланетарний характер процесів виникнення цих морфоструктур. Ці процеси ймовірно були причиною утворення глибоких океанських западин. Підняття материків і високих платформ мали компенсаційний характер відносно останніх.

Розвиток гідрографічних басейнів. Річкова сітка як би зв'язує морфоструктуру і морфоскульптуру. Багато рис гідрографічної сітки – окреслення басейнів стоку, направленість річкових долин та інші склалися під впливом морфоструктури. Головні вододіли між басейнами річок, які впадають в океани, по співвідношенню з основними орографічними одиницями (гірськими хребтами і височинами) діляться на 3 групи (рис. 2).

Вододіли першої групи зустрічаються найчастіше і проходять по максимальним висотам рельєфу. Це вододіли між басейнами річок Тихого і Атлантичного океанів в південній і Центральній Америці. Сюди відноситься і головний вододіл Австралії, який в цілому співпадає з осьовою лінією головного вододільного хребта, але є місцеві неспівпадіння орографічної і вододільної ліній.

Вододіли другої групи в цілому співпадають з зонами максимальних висот, але не завжди точно йдуть по осьовим лініям гірських хребтів і височин. Таке часткове співпадіння спостерігається на заході Північної Америки, де лінія головного вододілу, яка обмежує басейни річок Тихого океану, проходить в цілому по гірським спорудам Кордильєр, але в деталях

не співпадає з найбільш високими хребтами. Це відноситься і до вододілів, що розділяють басейни Північно-Льодовитого і Атлантичного океанів в Північній Америці, головного вододілу в Європі і Передній Азії, головного вододілу басейнів рік Індійського океану в Південній Азії, який проходить по горах Каракоруму і Тибету і повз Гімалаїв.

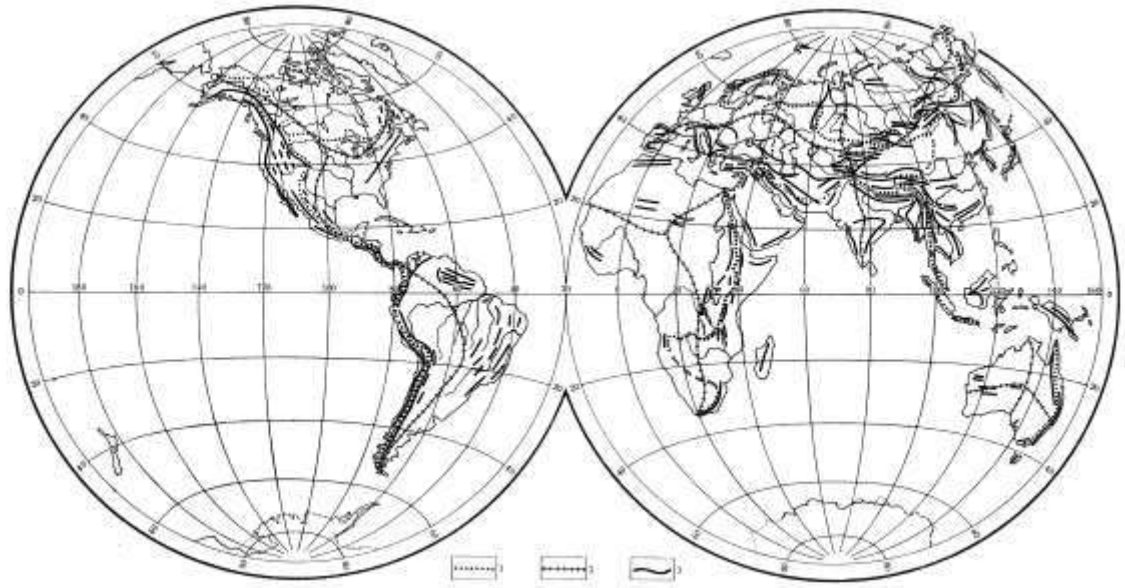


Рис. 2. Головні вододіли і вісьові лінії материків.

1 – головний вододіл; 2 – вісьові лінії материків; 3 – основні орографічні лінії

Вододіли третьої групи практично не співпадають з орографічними лініями, але інколи перетинають їх. Такий вододіл між Індійським і Атлантичним океанами в Африці, який то проходить поруч з хребтами і гірськими спорудами, то заходить у відносно понижені рівнини Центральної Африки, то перетинає ріфтово-горстові підняття і опускання на сході материка. Не співпадає з основними підняттями і головний вододіл басейну тихоокеанських річок на сході Азії, в стороні від якого залишаються гірські споруди Сіхоте-Аліня, Великий і Малий Хінган. Вододіл між басейном Атлантики і безстічною областю Каспію перетинає поперек Головний Кавказький хребет.

Аналізуючи будову басейнів рік, які впадають в різні океани, можна зробити наступні висновки Найменшу площу водозборів має Тихий океан. Вододільна лінія його водозборів більшою частиною притиснута до узбережжя Тихого океану (в Південній Америці, Австралії, на північному сході Азії). Тільки на сході Азії (басейни великих китайських рік і Амуру) і в меншій мірі – на заході Північної Америки лінії головного тихоокеанського вододілу заходять далеко в глиб материків. Інші океани, а особливо Атлантичний і Північно-Льодовитий, мають великі водозбірні площі (рис. 3).

Співставлення головних вододілів і осьових ліній сучасних материків (останні проводять десь на рівній відстані від краю материків) показує про їх значні неспівпадіння, які викликані ендегенними і екзогенними чинниками. Є певні критерії оцінювання гідрографічних об'єктів. Так, молода річкова мережа має простий рисунок, її басейн займає меншу площу, його вододільна лінія розташовується ближче до узбережжя. Навпаки, древні гідросітки, які мають складну історію розвитку, неодноразові перебудови морфоструктури і морфоскульптури, більші площі водозбірних басейнів, вододіли яких більш віддалені від океану.

Рельєф узбережжя Тихого океану відносно молодий. Тут представлені мезозойські і альпійські гірські підняття, які в більшості витягнуті вздовж берегової лінії - «тихоокеанський» тип узбережжя (за Е. Зюссом). Інший, «атлантичний» тип, відзначається неузгодженими простяганнями основних тектонічних і орографічних ліній. Ці різні типи узбереж'я можливо пов'язані з різними площами водозборів Тихого і Атлантичного океанів. На відміну від тихоокеанських, річки Атлантики, не мали орографічних і тектонічних перешкод і могли глибоко проникати вглиб материків. Але виділяють і іншу

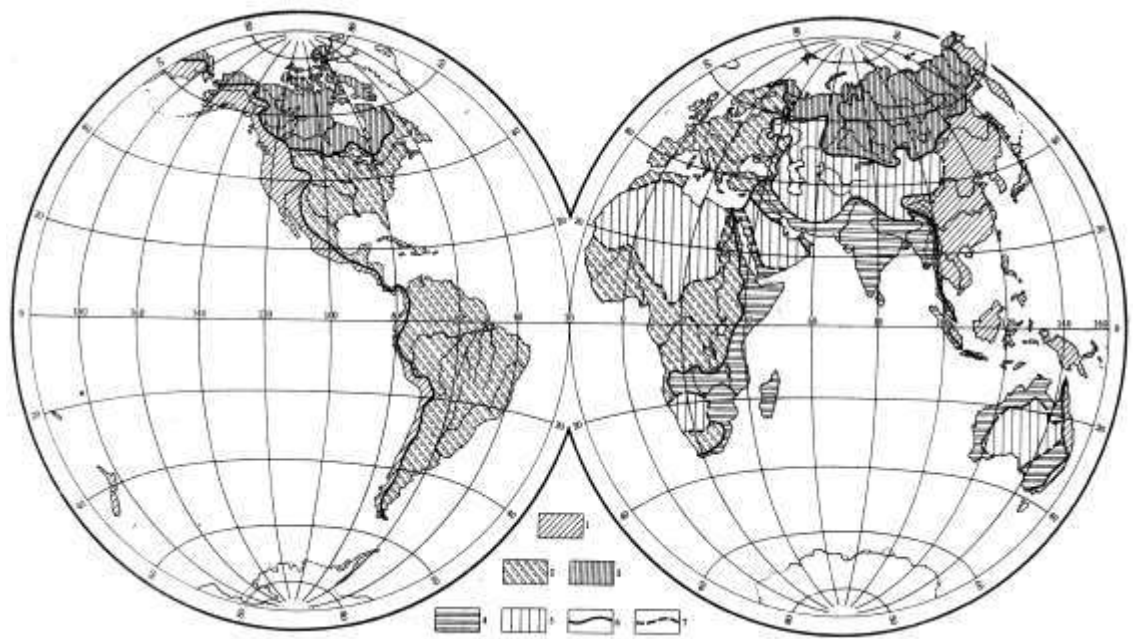


Рис.3. Басейни поверхневого стоку в океани.

1-4 – басейни океанів: 1-Тихого, 2- Атлантичного, 3- Північного Льодовитого, 4 – Індійського; 5- області внутрішнього стоку; 6 – головні вододіли материків;
7 – границі безстічних областей

причину цих відмінностей. Зокрема, це існування у Тихого океану більш широкої, як у інших океанів, перехідної зони. Вважається, що в кайнозої відбувається розширення западини Тихого океану за рахунок скорочення площі материків. Геолого-геоморфологічні і палеозоологічні дані свідчать про молодість берегової ліній Тихого океану, що пояснює невідповідність площ Тихого океану і водозборів. Тільки на сході Азії і заході Північної Америки узбережжя представлене більш древніми і омолодженими морфоструктурами і виникла розгалужена сітка крупних річок (Амур, Хуанхе, Янцзи – в Азії, Колорадо і Колумбія – в Америці). В при вододільній частині тут помітні сліди активних перебудов річкової сітки.

В новітній час, тихоокеанські річки Північної Америки і перепилують вододіли і захоплюють частини басейнів атлантичних річок. Внаслідок цього відбувається зміщення головного вододілу Тихого і Атлантичного океанів на схід. Причиною цього є тектонічна активність тихоокеанського заходу Північної Америки, диференційовані рухи по розломам і загальне підняття. Це відбувається і на сході Азії, де, після тривалого етапу вирівнювання в

кінці мезозою-палеогені, відбулись опускання крайових морів. Нижні частини великих річок Азії затоплені водами молодих морів, що викликає підняття базисів ерозії цих річок і ослаблення їх активності. Тут також спостерігається складна система перехоплень. Але, в четвертинний час, більш активними є річки Північно-Льодовитого океану, які збільшують площі своїх басейнів. Все більше зменшується роль Станового хребту як головного вододілу між басейнами річок Північного Льодовитого і Тихого океанів.

Річки, які впадають в Атлантичний океан мають розгалужену сітку приток, а їх басейни охоплюють велику площу. Вони пройшли тривалу історію розвитку, залежну від складності історії розвитку морфоструктури. З цієї причини вододільні лінії басейнів цих річок не завжди співпадають з орографічними лініями, з основними рисами сучасного рельєфу, який часто молодший за річкову сітку.

В Євразії, східна межа Атлантичного басейну (разом з Каспієм і Аралом), в основному співпадає з меридіональною осьовою лінією. В межах Східноєвропейської рівнини він розташований значно північніше широтної осьової лінії материка. Тут тільки невелика територія дренується річками, які впадають в Північний Льодовитий океан. Але в Сибіру басейни великих сибірських річок (Об, Єнісей, Лена) поширюються далеко на південь, в центральну частину материка. Тут сучасний головний вододіл майже співпадає з осьовою лінією Євразії, а на Північному Сході її і переходить, де залишає тільки вузьку смугу для річок Тихого океану.

В Північній Америці головний вододіл між північними і південними річками в центральній частині материка зміщений на значну відстань на північ від широтної осьової лінії (рис. 2). Басейни атлантичних річок тут займають майже всю східну половину материка, а арктичних річок незначну прибережну територію. В західній частині материка спостерігається

протилежна картина. Тут басейни річок Північного Льодовитого океану займають територію південніше широтної осрової лінії.

Таким чином, спостерігається закономірна асиметричність в будові гідрографічної сітки і положенні головних вододілів в Євразії і Північній Америці. Приатлантичні області цих материків відзначаються максимальним розвитком басейнів південних річок за рахунок скорочення басейнів північних річок. В тихоокеанських областях, навпаки, північні річки більш агресивні і мають більшу площу водозборів. Ця асиметричність ймовірно викликана відмінностями в розвитку морфоструктури і всього рельєфу в Індо-Атлантичній і Тихоокеанській областях земної кулі. Асиметричність в будові гідросітки можна пояснити відмінностями в історії розвитку морфоскульптури цих областей. Приатлантичні області Євразії і Північної Америки покривались четвертинними материковими зледеніннями. Танення льодовиків і їх відступ на північ звільнювали території, які захоплювали південні річки (Волга, Дон, Дніпро, Міссісіпі, Міссурі). Утворені значні об'єми талих льодовикових вод сприяли більшій активності річок, які текли на південь. Північні річки більш молоді, утворились після зникнення материкових льодовиків і ще не зайняли велику територію. Зовсім іншою була історія четвертинного розвитку території Сибіру і північного заходу Північної Америки. Тут не було таких потужних льодовикових покривів, які б перекривали стік річок на північ. Тому, річкова сітка Сибіру, яка виникла ще в кінці неогену, продовжувала розвиватись і охоплювати більші території. Стік Обі не припинявся на північ в басейн Північного Льодовитого океану. Інколи океанські води глибоко проникали в Західно-Сибірську рівнину.

Для безстічної області Африки відзначається тенденція поступового зменшення її площі, викликаній збільшенням активності річок, які впадають в океан. В Євразії, де розташована найбільша на Землі безстічна область, складається інша ситуація. В новітній час вона збільшує свою площу. Тут відбулась ізоляція басейнів Каспію і Аралу від Атлантичного океану. Площа

безстічної області збільшується і в Австралії. Причиною цих змін у безстічних областях материків вважаються сучасні тектонічні рухи, які викликали підняття єдиного масиву Африки і Чорноморсько-Каспійського перешийку, а також кліматичні зміни (арідизація Австралії).

1.5. Загальні закономірності морфоскульптури Землі.

В розмірно-генетичній класифікації форм рельєфу Землі поняття «морфоскульптура» відноситься до третьої категорії, але це не свідчить про її другорядність або підпорядкованість. Морфоскульптура формується в результаті взаємодії ендегенних і екзогенних чинників під дією усього комплексу фізико-географічних процесів, відображує основні закономірності їх проявлення. Разом з тим, при виділенні морфоскульптурних категорій рельєфу територій необхідно враховувати і реліктові форми, які формувались в інших природних умовах. За певних умов, реліктові форми можуть визначати специфіку сучасної морфоскульптури (наприклад, в областях древніх зледенінь). Різноманіття екзогенних чинників, їх складне поєднання, різний вік, в ході еволюції морфогенезу веде до накладання форм одна на одну, складна взаємодія з морфоструктурою території, разом визначають значну строкатість морфоскульптури Землі. Не зважаючи на цю складність, виявляються і загальні закономірності морфоскульптури, які передають їх певні типи, які, разом з морфоструктурою, визначають сучасний лік Землі.

Основними типами морфоскульптури суші є: флювіальна, яка розвинута майже повсюдно і має риси зональності; льодовикова і кріогенна; аридні сучасна і реліктова. Також виділяються морська, озерно-морська, карстова морфоскульптури і полігенетичні форми екзогенного рельєфу, які інколи зустрічаються в окремих районах, і які не мають чіткого зв'язку з сучасною і древньою географічною зональністю.

Флювіальна морфоскульптура.

Флювіальна морфоскульптура займає 57 % всієї площі суші. Флювіальні форми рельєфу поділяються а 2 основні групи: 1) форми алювіальної акумуляції і 2) ерозійні або ерозійно-акумулятивні форми. Подальший їх поділ можливий за віком. Тут виділяють форми древньої і форми сучасної і успадкованої діяльності текучих вод. Форми флювіальної акумуляції в основному сучасні та досить молоді. Вони або поховані під новітніми відкладами або перероблені ерозійними і іншими процесами і перетворені на ерозійно-акумулятивні, денудаційно-акумулятивні ін.

Області розвитку ***акумулятивних флювіальних форм*** представляють собою рівнини континентального накопичення відкладів. Основні відмінності походження і еволюції флювіальних акумулятивних рівнин обумовлені морфоструктурою. Всі вони пов'язані з районами абсолютного або відносного опускання земної кори, а в окремих випадках може бути викликано кліматичними причинами («великі алювіальні рівнини» зі зледеніннями). Залежно від морфоструктурного розвитку території виділяються різні типи флювіально-акумулятивних рівнин: передгірські, міжгірські, платформні.

Флювіальні акумулятивні утворення також класифікуються на основі основних агентів акумуляції і відповідних генетичних типів відкладів (флювіальні, алювіально-озерні, алювіально-пролювіальні). На цій основі виділяють райони акумуляції: 1) сучасної алювіальної; 2) алювіальної і озерно-алювіальної і 3) алювіально-пролювіальної.

Райони сучасної алювіальної акумуляції представляють собою дельти крупних річок, де нині відбувається інтенсивне накопичення і формується специфічний рельєф рівнин (дельти Лени, Ніла, Нігера, Міссісіпі, Амазонки, Оріноко ін.). Місцеві відмінності проявляються на рівні мікро- і мезорельєфу, які приховуються загальними закономірностями морфогенезу в дельтах –

потужної акумуляції алювію тонких фракцій, переміщеннями численних русл і проток, характерною дельтоподібною формою в плані.

Значно більші площі займають райони алювіальної і озерно-алювіальної акумуляції, частково захоплені ерозією. Це долини крупних річок, де переважає акумуляція, і молоді (в основному пізньочетвертинні) терасові і заплавні алювіальні рівнини (наприклад, долини Амазонки, Міссісіпі, низовинні рівнини на північному узбережжі північного сходу Азії). До цього типу морфоскульптури відносяться і більш древні басейни озерно-алювіальної акумуляції в аридних тропічних областях Африки і Австралії. Ці райони схожі морфологічно, тут переважає плоский рельєф з неглибоким розчленуванням. На них можуть накладатись форми, пов'язані з процесами мерзлотного і тропічного заболочування, еолової дефляції, просадок ін.

Форми алювіально-пролювіальної акумуляції утворюються за рахунок накопичення грубих відкладів з гір тимчасовими струмками і річками. Окремі конуси виносу тимчасових потоків зливаються в цілісні шлейфи, формуючи нахилені або східчасті передгірські рівнини. Вони найкраще виражені в семиаридних і аридних областях, де спостерігається сезонність стоку. Ця група акумулятивних флювіальних утворень найбільш зональна, пов'язана з кліматом. Класичними прикладами таких утворень є шлейфові алювіально-пролювіальні рівнини, які опоясують горські споруди Середньої і Центральної Азії. Аналогічні форми відомі в Південній Америці, Північній Америці, Північній Африці, в Австралії.

В межах аридних областей Середньої і Центральної Азії, в Сахарі, Аравії, Австралії виділяються своєрідні комплекси ***ерозійних і ерозійно-акумулятивних форм*** древніх реліктових долин і озерно-флювіальних улоговин, які були утворені в плувіальні епохи четвертинного періоду.

Всі інші форми ерозійної і акумулятивно-ерозійної морфоскульптури утворюють 2 групи: 1) долини, які формуються тривалий час і сучасні

долини, які наслідують більш древні; 2) сучасні долини. Перші утворюються в районах тривалого розвитку ерозійних процесів (майже весь четвертинний період). Друга група форм розвинута в районах сильного сучасного ерозійного розчленування, де, перед тим, діяли інші агенти. Це, в першу чергу, райони древніх алювіальних і озерно-алювіальних акумулятивних рівнин, які нині підняті і розчленовані молодою ерозійною сіткою. На відмінності ерозійної морфоскульптури цих двох груп впливають регіональні причини, перед усім характер стоку.

Понять «річкова долина», «ерозійна форма», «ерозійний рельєф» буває недостатньо, щоб передати їх морфодинамічне і генетичне розмаїття. При класифікації форм ерозійної морфоскульптури приходиться зустрічатись з місцевими визначеннями, з яких тільки деякі отримали певне визнання (паді, саї, уеди, арройо). Тут доцільно їх групувати по областям розвитку, беручи до уваги відмінності в типах стоку.

Згідно цього принципу, в першій групі виділяються комплекси форм, які виникають в умовах: 1) багатолітньої мерзлоти, 2) помірного зволоження при постійному стоці, 3) помірного зволоження при сезонному стоці, 4) сухих субтропіків, 5) вологих субтропіків, 6) тропічних і субтропічних пустель, 7) перемінно-вологих тропіків і 8) постійно-вологих тропіків.

В умовах багаторічної мерзлоти (Східний Сибір, Аляска) ерозійні процеси відбуваються в перигляціальній обстановці. Ерозійні процеси тут протікають в умовах різкої сезонності протікання процесів екзогенного морфогенезу - зимою кріоморфолітогенез, влітку інтенсивне переміщення уламкового матеріалу. В ерозійних процесах і утворених ними формах сезонність проявляється в утворенні нальодей, рельєфоутворюючої (денудаційної, транзитної) ролі річного льоду, бурхливих паводках. Лінійний схиловий стік по морозобійним тріщинам створює елементарні ерозійні форми, які підкреслюють структуру полігонально-блочного рельєфу. Тут також утворюються специфічні форми, одночасно утворені флювіальними і

кріогенними процесами. Це форми соліфлюкційно-термокарстово-ерозійного походження (делі). Вони виконують значну роботу по переміщенню по схилам пухких продуктів вивітрювання. До таких форм відноситься мікрорельєф, яких виникає при поєднанні лінійної ерозії з термокарстом, широкі плоскодонні долини невеликих річок в тундрі і лісотундрі, утворені за рахунок бокової ерозії і еволюції схилів, завдяки струмковому змиву і соліфлюкційному спливанні ґрунтів.

В комплекс форм, які виникають в умовах помірного зволоження при постійному стоці (більша частина Франції, країни Середньої Європи, приморські райони північного заходу США і інші при океанічні райони помірної зони) можна включати і форми, утворені в мусонних областях помірних широт (Камчатка, Сахалін, північні острови Японії, Корейський півострів, східний Китай). Хоч в мусонних областях і виражена сезонність стоку, зумовлена літніми мусонними дощами, ці області зближуються з приморськими районами помірного зволоження з постійним стоком, оскільки в інших областях холодний сезон в утворенні морфоскульптури відіграє другорядну роль. Морфоскульптура в цих областях формується більше під дією флювіальних процесів. Відмінність в тому, що в одному випадку ці процеси відбуваються упродовж року без різких коливань, а в інших – під час сезону мусонних дощів. Але форми ерозійної морфоскульптури в цих випадках подібні. Це широкі, відносно глибокі долини з пологими схилами, перекриті дрібними пухкими відкладами. В розвитку рельєфу межиріччя і схилів велике значення мають процеси спливання, течії.

Комплекси форм, утворені в умовах помірного зволоження при сезонному стоці (ерозійні рівнини і височини не льодовикової Східної Європи, південний схід Західного Сибіру, Великі рівнини США і Канади) відображують специфіку ерозійного морфогенезу в районах, де в холодний період відбувається промерзання ґрунтів, утворюється стійкий сніговий покрив і льодостав. Зміна сезонів тут супроводжується змінами режиму

поверхневих вод і активізацією інших процесів (нівація, соліфлюкція, сповзання, суфозія). В поєднанні з «нормальним» ерозійним процесом помірних широт вони створюють морфоскульптуру, відмінну від комплексу форм на цих широтах в районах постійного стоку. Для територій з сезонним стоком характерне яружно-балочне розчленування, ніваційно-ерозійні цирки, ерозія ґрунтів, формування випукло-увігнутих схилів і делювіальні плащі. Всі ці форми дуже слабо розвинуті на приокеанічних територіях помірної зони. Найбільш інтенсивно всі процеси протікають весною, до початку вегетації рослин. У внутрішніх континентальних районах помірного поясу розвиток ерозійного рельєфу відбувається більш інтенсивно.

В умовах сухих субтропиків середземноморського типу і тропіків (південь Піренейського півострову, Франції, Італії, Балканський півострів, Передня Азія, Закавказзя, приморські райони північної Африки, Каліфорнія, центральна частина Чилі, північ і схід Австралії) знову проявляється вплив сезонного стоку на форми ерозійного генезису. Але під впливом ряду інших чинників морфогенезу (зокрема в субтропіках середземноморського типу) цей вплив проявляється тут особливо. Сама сезонність стоку, який має в основному дощове (не снігове) живлення, виражається періодом бурхливих паводків осінньо-літніх дощів, які змінюють сухий і дуже теплий період. Дощі тут випадають в кінці вегетаційного періоду, коли сухий трав'яний покрив практично не впливає на стік і не заважає інтенсивному зносу. Рельєф в сухих субтропіках середземноморського типу своєрідний - базис ерозії близьких морів розташований відносно недалеко від гірських областей денудації. Для Середземномор'я типові короткі річки з крутим падінням. Повздовжні профілі цих рік мають характерні різкі зломи, викликані евстатичними коливаннями рівня близько розташованих морів.

Паводкові водотоки з їх великими витратами несуть багато крупного уламкового матеріалу і гальки. Стрімке скорочення транспортуючої сили потоків з закінченням паводку веде до виникнення на різних відрізках

річкових долин потужних накопичень галечників. При наступних паводках ці тимчасові накопичення можуть розмиватись. В результаті формуються своєрідні широкі річкові долини з численними рукавами і протоками на їх нижніх, виположених і завалених галечним матеріалом відрізках.

В районах розвитку морфоскульптури сухих субтропиків Середземномор'я своєрідність літології (широкий розвиток карбонатних порід) і висока хімічна активність поверхневих і підземних вод ведуть до виникнення різноманітних карстових форм, які поєднані з ерозійними. Часто виникають особливі комплекси змішаної морфоскульптури карсту і ерозії (зникаючі річки з накопиченнями грубого алювію і понорами, лійками, балками стоку). З особливостям стоку і ерозії в Середземномор'ї пов'язано і часте оголення схилів з утворенням на них каменистих ділянок і поверхневих карстових форм.

В умовах підвищеного субтропічного зволоження відмінності між сезонами проявляються в діяльності флювіальних процесів значно слабше, збільшується винос уламкового матеріалу, який розподіляється більш рівномірно. Все це зумовлюється загальним збільшенням водності і рівномірності стоку, що впливає суттєво на характер форм долин, які мають більш м'які, згладжені окреслення. Як і в сухих субтропіках, тут поширені карстові форми. Крім того, тут виникають значні заболочені ділянки, які регулюють стік. Сюди відносяться приатлантичний південний схід США, північний схід Китаю, південна Японія.

В умов тропічних і субтропічних пустель (підвищені ділянки Північної і Південної Африки, пустелі Аравійського півострову, внутрішні райони Малої Азії, Сирійська пустеля, засушливі плоскогір'я Ірану, Середньої і Центральної Азії, північний схід Бразилії, пустелі Західної і Центральної Австралії) крупні форми ерозійної морфоскульптури представляють собою долини транзитних річок або релікти древніх північних епох. Всі вони не зв'язані з сучасними фізико-географічними

умовами пустель. Разом з тим, незважаючи на незначну річну кількість опадів і їх нерівномірне випадіння, ерозія в пустелях відіграє досить помітну роль в морфогенезі. Вплив нерівномірних опадів проявляється також у виносі пухкого уламкового матеріалу, підготовленого інтенсивним аридними вивітрюванням.

Поверхневий стік здійснюється тут у формі лінійного (по сухим древнім і молодим руслам), площинного і струмкового. Відповідно до цього виникають нові або розвиваються давні невеликі долини тимчасових потоків (саї Середньої Азії). Вони характеризуються галечними або щебенистими днищами, інтенсивною боковою ерозією після виходу потоків на рівнину, накопиченням слабо сортованого пролювію, не розробленими повздовжніми профілями, зазвичай крутими прямими або увігнутими схилами. Не виробленість повздовжніх профілів, чергування виположених і свіже врізаних ділянок зумовлюється, крім структурно-літологічного чинника, і поліциклічною історією розвитку, і нерівномірним стоком. Одна злива здатна поглибити русло на декілька метрів і утворити локальні тераси і перегини поздовжнього профілю.

Площинний стік утворює увігнуті схили типу педиментів у підніжжя. Разом з еоловим видуванням виноситься дрібний матеріал з уламкової кори вивітрювання, який утворює покрови тамад, типових для північної Сахари, пустель Передньої Азії, Гобі, пустельних западин Арізони та Мексики.

В умовах перемінно-вологих субтропіків (Центральна Америка, Гвіанське нагір'я, плато східної Бразилії, Західна Африка, схід Індостану, Індокитай) своєрідність природних умов визначається рівномірністю теплового режиму і досить високою вологістю. Тут формуються потужні кори вивітрювання, часто з латеритними панцирами, що визначає напрямок розвитку морфоскульптури. Головним тут є характер поєднання і різна тривалість дощового і сухого сезонів. В області *постійно-вологий* сезон дощів триває до 2/3 року і розвиток морфоскульптури визначається надмірною

зволоженістю, в області *перемінно-вологій* сезон дощів триває не більше півроку і суттєве значення має сухий сезон, що змінює і характер ерозійного розчленування. В цей період створюються умови наближені до семиарідної морфоскульптури - зменшується регулююча роль рослинного покриву в тропічних лісах, лісо-саванах, саванах. В останніх ґрунт значно оголюється, що сприяє площинному стоку. Найбільш інтенсивно він протікає на ділянках розвитку щільних латеритних кір і виходів кристалічних порід, які ще не зруйновані процесами хімічного вивітрювання. Інтенсивний площинний стік викликає тут і значну площинну ерозію. Пухкий матеріал зноситься у звішеному і розчинному виді. До механічної ерозії додається хімічна. Площині потоки зливаються у лінійні і утворюють ерозійні врізання, особливо густі в придолинних зонах.

Річкова ерозія відносно слабша, як у помірних вологих умовах. Річкові долини на підвищеннях досягають значної глибини, а слаба ерозія сприяє збереженню на річках порогів і водоспадів. В долинах річок зазвичай мало справжньої гальки, яка швидко руйнується хімічно. В річках перемінно-вологих і тропічних лісів галька зустрічається частіше, ніж у ріках постійно-вологої екваторіальної зони.

В умовах перемінно-вологих тропіків корінні породи при руйнації спочатку розпадаються на крупні брили, а далі переходять у пісок, минаючи стадію утворення жорстви і гальки. Цим пояснюється мала кількість галечного матеріалу в руслах річок і, відповідно, їх слаба ерозійна здатність. Тут відносно слабо розвинуті надзаплавні тераси, оскільки вони швидко руйнуються процесами глибокого вивітрювання і інтенсивного схилового зносу (відступання схилів і педіментація). Древній алювій в долинах сильно розмитий і вивітрілий. Проте, заплави річок, як правило, досить широкі. Долини зазвичай неглибокі, в них чергуються вузькі більш глибокі ділянки і розширені, де потік розбивається на рукава, меандрує. Повздовжні профілі

русл річок тут пологі. На морфологію долин тут більше впливає літологія корінних порід та їх вивітрілість.

В постійно-вологих тропіках (басейни Амазонки, Конго, Індокитай, Індонезія), головна відмінність утворення ерозійної морфоскульптури від перемінно-вологих тропіків полягає у підсиленні площинного змиву пухких, подрібнених відкладів, продуктів глибокого хімічного вивітрювання і у відносному зменшенні лінійної ерозії. Тут, незважаючи на збільшення річкового стоку, підсилення ерозії не спостерігається і в широких заплавах долинах відбувається переміщення маси розчинених і звішених частинок. Ще більше утворюється водоспадів і порогів. Тут розташовуються найбільші водоспади світу. З-за слабкої ерозії і корозії водних потоків вони відступають дуже повільно. Разом з тим, їх висота зберігається і навіть збільшується завдяки утворенню біля їх підніжжя глибоких ерозійних улоговин.

Перетворення древнього акумулятивного рельєфу в сучасний ерозійний рельєф відбувається неоднаково в різних фізико-географічних умовах і залежить від стоку.

Сучасний ерозійний рельєф зустрічається в наступних природних умовах: 1) помірного зволоження і постійного стоку (придунайські рівнини), в тому числі в межах мусонних областей помірного поясу (наприклад, древні озерно-алювіальні рівнини Приамур'я і східного Китаю); 2) помірного зволоження при сезонному стоці (Низьке Заволжя, південь Західно-Сибірської рівнини); 3) сухих субтропиків середземноморського типу (древні акумулятивні рівнини Старої Кастилії і Арагону в Іспанії, степи Передкавказ'я); 4) перемінно-вологих тропіків (басейни річок Центральної Африки).

Ерозійна морфоскульптура менше розвинута в сучасних перигляціальних, вологих субтропічних і вологих екваторіальних умовах. Це пояснюється тим, що історія розвитку рельєфу цих територій, характер їх

морфоструктури і неотектоніки не створили передумов для ерозійного розчленування древніх акумулятивних рівнин. Тут відсутні значні площі припіднятих акумулятивних рівнин. В областях субтропічних і тропічних пустель, перетворення древнього акумулятивного рельєфу відбувається в основному під впливом аридно-денудаційних і еолових процесів.

Льодовикова і кріогенна морфоскульптура

Сучасна льодовикова і кріогенна морфоскульптура створена древніми і сучасними зледеніннями, перигляціальними умовами і різними процесами кріогенезу.

Сучасне зледеніння представлено льодовиковими щитами Гренландії, Антарктиди, на архіпелагах арктичних островів, де під товщею льоду різної товщини похований рельєф земної поверхні.

Області сучасного і древнього зледеніння займають 7, 8 % площі суші. Гірські льодовики морфологічно і динамічно повністю залежать від рельєфу місцевості. Вони суттєво впливають на морфоскульптуру гірських країн, формують комплекс екзараційних і акумулятивних форм – виступи гребнів, трогові долини, ригелі, моренні і флювіогляціальні тераси, вали бокових і кінцевих морен. Льодовикові форми поєднуються з формами ерозійного розчленування.

Залежно від загального характеру гірського рельєфу, який визначається морфоструктурою, від степені ерозійно-денудаційного розчленування, інтенсивності впливу льодовиків і типи зледенінь в різних гірських територіях спостерігаються різні комплекси екзараційних і акумулятивних форм – від альпійських форм сильно розчленованих країн (Альпи, Кавказ, Полярний Урал, гори Середньої і Центральної Азії, півдня і північного сходу Сибіру, Нової Зеландії, заходу Північної Америки, Аляски, Анд) до льодовикового рельєфу плоскогір'їв і фіордових узбережь (Ісландія, Шотландія, Кольський півострів, Таймир).

Активізація ерозійно-денудаційних процесів в горах в різній мірі переробили льодовиковий рельєф, в деяких районах він майже не змінений ерозією (Станове нагір'я, Джугджур, Верхоянський хребет). Степінь збереженості древньольодовикового рельєфу визначається поєднанням ендегенних і екзогенних чинників.

В областях льодовикової морфоскульптури на рівнинах (11,2 % площі суші) виділяються комплекси форм останнього зледеніння, які слабо перероблені ерозією, і комплекси форм древніх материкових зледенінь, перетворені перигляціальними процесами і ерозією. Ці крупні області також розділяються залежно від характеру діяльності древніх льодовиків. В областях останнього зледеніння виділяються комплекси форм льодовикової денудації, які характерні для центральних районів зледенінь. Вони відрізняються майже повною відсутністю як дольодовикових, так і льодовикових пухких відкладів і зв'язаних з ними форм рельєфу.

Найбільше виділяється цілісністю крупний центр зледенінь на Балтійському щиті. Для нього характерні оголені, помічені льодовиковою штриховкою і відшліфовані скелі, численні озера, прямокутні русла річок, які течуть в мало розроблених долинах, напрямки яких визначаються розломною тектонікою. В північній Азії виділяються Путоранський і Анабарський центри зледенінь. Райони екзараційних форм північноамериканського центра зледенінь зустрічаються розрізненими контурами в центрі, на півночі і сході Канадського щита, на островах американського сектора Арктики і в прибережних районах Гренландії.

Райони екзараційної морфоскульптури оточені відносно широкою смугою, зайнятою формами льодовикової акумуляції. Тут накопичувався принесений льодовиками моренний матеріал. Після танення льодовика, від нього залишився комплекс специфічних акумулятивних форм рельєфу. В області останнього зледеніння ці форми незначно перероблені пізнішою денудацією і ерозією. Тут зустрічаються «свіжі» моренні горби і пасма,

звивисті ози, ками. Серед них розташовуються численні озера. На річках, порожисті ділянки змінюються плесами, що свідчить про невиворнені повздовжні профілі річок. Достатньо чітко виділяються форми активного і мертвого льоду, системи акумулятивних льодовикових утворень, сформовані в різні стадії наступу і відступу льодовика. В периферичних зонах зледеніння широко розвинуті форми і відклади підльодовикового і внутрішньо льодовикового походження.

В районах акумулятивних форм древніх зледеніння роль льодовикових утворень в рельєфі стає значно меншою. Тут переважає накладання форм флювіальної ерозії і акумуляції на древній льодовиковий рельєф. Для цих районів характерні також форми рельєфу і відклади, сформовані в перигляціальних умовах.

Водно-льодовикові акумулятивні форми останнього і більш древніх зледеніння добре простежуються в рельєфі у вигляді зандрових рівнин і долин стоку талих льодовикових вод. Місцями зустрічаються специфічні льодовиково-морські акумулятивні форми рельєфу і відклади, які формувались за умов поєднання трансгресій полярних басейнів і покривних льодовиків. В останні роки є все більше свідчень про такі утворення на північному сході Східно-Європейської рівнини і на півночі Західного Сибіру.

Особливий комплекс кріогенної морфоскульптури виділяється в областях розвитку сучасної (суцільної і острівної) багатолітньої мерзлоти. До нього входять бугристі, блочні і полігональні соліфлюкційні, нальодні і ниваційні форми мікрорельєфу. Вони відіграють помітну роль в морфоскульптурі цих областей в межах Сибіру і Північної Америки, у високогірних районах Середньої і Центральної Азії. Кріогенна морфоскульптура займає 1 % площі суші. В епохи четвертинних зледеніння області багатолітньої мерзлоти і кріогенних утворень в Євразії і Північній Америці зміщувались на південь, в межі сучасних лісової, лісостепової і, навіть, субтропічної зон. В цих древніх перигляціальних областях

морфоскульптура перероблялась тими кріогенними процесами, які властиві і для областей сучасної кріозони. Сліди таких древніх перигляціальних утворень (псевдоморфози льодяних клинів, кріотурбації, релікти полігонально-блочного рельєфу) виявлені в не льодовикових і льодовикових районах Європи, Азії, Північної і Південної Америки і навіть Північної Африки.

В межах чотирьох основних центрів зледеніння спостерігається різний розвиток льодовикової морфоскульптури. Так, в Європі, останнє зледеніння поступається площею розвитку древнім, а в Північній Америці останнє (вісконсинське) зледеніння перевищувало древнє. В Північній Америці флювіогляціальна акумуляція найбільше відбувалась в центральній частині області зледеніння, а в Південній Америці і Європі - в крайовій. В сибірському центрі зледеніння флювіогляціальні рівнини широко розвинуті на значній площі на півночі Західного Сибіру і на Північно-Сибірській рівнині.

Аридна морфоскульптура

В областях аридної морфоскульптури (23 % площі суші) засушливі фізико-географічні умови в четвертинний період існують тривалий час. Вони переривались епохами підвищеного зволоження, коли зростала роль флювіальних процесів і на поверхні накопичувався пухкий матеріал, який при встановленні аридних умов активно перевівався. Древні і сучасні флювіальні форми, які розвиваються в аридних і субаридних умовах в поєднанні з еоловими процесами - основна риса аридної морфоскульптури. Встановлена значна рельєфоутворююча роль води у формуванні поверхні пустель світу, незважаючи на потужні покриви пухких відкладів і розріджену рослинність. При зливах твердий стік значно зростає. В аридних умовах відбувається і хімічне вивітрювання.

Найбільші площі в областях аридної морфоскульптури займають сучасні і древні *еолові акумулятивно-дефляційні форми*. Цьому сприяє

розріджена рослинність. В інших районах планети еолова морфоскульптура зустрічається на менше і відіграє другорядну роль в геоморфологічному ландшафті. Прикладами її є локальні скупчення дюн на терасах і в дельтах крупних рік або древні материкові дюни в прильодовикових областях четвертинних зледенінь. Найбільше еолова морфоскульптура виражена в піщаних нетропічних і тропічних пустелях, де еолове рельєфоутворення тривало постійно і припинялось на короткий час (ерги Сахари, Калахарі, пустелі Аравії, Середньої і Центральної Азії, Західна і Центральна Австралія). Акумулятивно - дефляційний рельєф піщаних пустель Азії, Африки і Австралії ймовірно розвивається з середини (кінця) міоцену.

Пісок, як вихідний матеріал еолових форм пустель, утворюється тут за рахунок розвівання акумулятивних товщ, в основному, алювіального генезису або еолової переробки оголених скелястих порід, в основному піщаників і гранітів. Залежно від конкретних ландшафтних умов і стадій розвитку, утворюються різні форми еолового піщаного рельєфу (повздожні і поперечні пасма, бугристі, ячеїсті піски, бархани і барханні ланцюги, пірамідальні дюни). Це не чисто акумулятивні форми, оскільки в їх утворенні брали участь еолові процеси денудації (видування), переносу і накопичення піщаного матеріалу. Дослідження еолових форм рельєфу дозволили виявити основні закономірності механізму їх утворення і просторового розвитку в залежності від конкретних ландшафтних умов. Встановлений чіткий зв'язок піщаних форм рельєфу з процесами циркуляції атмосфери.

В. О. Обручев виділив в пустелях Середньої і Центральної Азії, яким властивий антициклональний режим, 3 концентрично розташовані області: *центральна* - сильних вітрів і переважаючої *дефляції*; *окраїнна* (транзитно-акумулятивна) - *перевівання* і *акумуляції*; *акумуляції* – накопичення тонкого пилу, винесеного вітрами за межі пустель. Така просторова диференціація областей дефляції і акумуляції спостерігається і в Північній Африці.

За межами пустель, еолове рельєфоутворення поступається іншим процесам, зокрема флювіальним. Але і в пустелях еолові форми рельєфу не тільки розташовуються поруч з формами іншого походження (ерозійно-аккумулятивними – транзитного і тимчасового лінійного і площинного стоку, але і формам, створеними процесами фізичного і хімічного вивітрювання, інтенсивного засолення пухких відкладів, карсту), але і переробляються процесами, якими створені. Таке поєднання процесів, серед яких провідні еолова денудація і аккумуляція, створює специфічний комплекс аридної морфоскульптури, який найбільше виражений в пустелях.

Інші типи морфоскульптури

Області древньої *морської, алювіально-морської і озерно-морської аккумуляції* представляють собою низовинні, слабо розчленовані аккумулятивні рівнини, складені морськими, річковими і озерними відкладами. Вони відзначаються пласкою рівною поверхнею, іноді мають східчасту будову, яка відображує різні рівні моря або озера. Зазвичай добре виділяються древні берегові лінії, тераси, абразійні уступи.

Морські, алювіально-морські і озерно-морські рівнини оточують низовинні береги. Вони створені четвертинними трансгресіями (на узбережжі Балтики і північно-східної Європи, арктичних берегах Північної Америки). В Північній Африці вздовж узбережжя Середземного моря розвинуті озерно-морські аккумулятивні рівнини, виникнення яких пов'язано з заповненням неоген-четвертинними відкладами, відділених від моря, лагун.

Озерні рівнини можуть утворитись після повного зникнення озера після спуску його річками або в результаті його заповнення відкладами. Такі великі рівнини розташовані на місці древніх прильодовикових озер в Північній Америці. Тут у зниженнях поверхні досі зберігаються залишкові озера – релікти древніх великих водойм. Зменшення площі древніх озер

особливо характерно для аридних територій. Залишками єдиного крупного плейстоценового пра-озера в Австралії є озера Ейр, Грегорі, Бланш.

Карстовий рельєф виникає за певних умов - наявності гірських порід, що легко розчиняються (карбонатні ін.) і залягають близько від поверхні, сприятливий термічний режим (субтропічний, тропічний, помірний). По морфологічним особливостям і інтенсивності карстового процесу розрізняють області переважання провальних (негативних) форм і області останцевих (позитивних) форм рельєфу. Перші характерні для помірних і субтропічних умов (деякі райони Східно-Європейської, Крим, Кавказ, Балканський півострів, Мала Азія) другі – для перемінно-вологих тропіків (Юкатан, Куба, Юньнань), так званий «тропічний» карст.

Крім карсту, виділяються і типи морфоскульптури, на утворення яких, крім екзогенних процесів, значно впливали морфоструктурні умови і літологія порід. Це морфоскульптури столово-східчастих ландшафтів рівнин і плато, острівних (останцевих) гір, дрібносопковиків і денудаційних рівнин.

Столово-східчаста морфоскульптура представляє собою поєднання вирівняних поверхонь, розташованих на різній висоті ступенями одна над одною і розділених уступами і крутими схилами. Для цього ландшафту також характерні глибоко врізані, місцями каньйоноподібні, долини. Такий рельєф утворюється на відносно піднятих і сильно розчленованих територіях. Тому, він більше властивий для високих рівнин і плато. Йому сприяють моноклінальне залягання порід і чергуванні шарів щільних і м'яких порід. Тут необхідний тривалий період континентальної денудації, стійкі тектонічні підняття, інтенсивні ерозійні процеси розчленування рельєфу, який змінює період відносного тектонічного спокою і вирівнювання рельєфу і це повторюється. Ступінчастість, яка виникла, надалі продовжує розвиватись – виположені поверхні біля підніжжя уступів продовжують вирівнюватися і розширюватися завдяки відступаючим над ними схилам. Цей процес (педіпленізація) відбувається тільки коли майже весь уламковий матеріал

виноситься за межі території. В іншому випадку накопичений матеріал може закрити не тільки виположену поверхню, а й крутий схил – утворюється не ступінчата, а акумулятивна рівнина.

Руйнація крутих схилів і винос уламкового матеріалу здійснюється різними екзогенними агентами площинного типу.

В умовах багаторічної мерзлоти (Північна Америка. Сибір) круті уступи руйнуються дією процесів морозного вивітрювання і гравітаційних, а винос уламкового матеріалу через пологі поверхні процесами соліфлюкції, повільної течії ґрунтів, під поверхневого змиву.

В умовах помірного зволоження столово-ступінчата морфоскульптура розвинута відносно слабо. Вона характерна для лісостепових і степових плато Поволжя, Уфимського Передуралля і Південного Зауралля, Колумбійського плато в Північній Америці. Уступи і круті схили руйнуються і відступають, виположуються процесами вивітрювання, гравітаційними, змиву і розмиву. На вирівняних поверхнях тут переважають площинний і лінійний змив і розмив і повільна течія (дефлюкція).

В умовах сухих субтропіків і тропіків цей тип морфоскульптури зустрічається широко (Північна Америка, Північна Африка. Аравія, Індостан). В аридних і семиаридних тропіках скелясті уступи дуже характерні для плато і підвищених рівнин, на них діють фізичне вивітрювання і гравітаційний знос. У підніжжя уступів простягаються вирівняні простори педиментів, моделювання яких і переніс через них уламків здійснюється площинним стоком і дефляцією в різні пори року. На формування окремих елементів столово-ступінчатої морфоскульптури (ерозійні гласіси) впливали коливання клімату в минулому (Середземномор'я'я).

В умовах перемінно-вологих тропіків (Бразильське нагір'я, Північно-Гвінейська височина, Західна Абіссинія) спостерігається відступ крутих схилів за рахунок їх руйнації процесами глибокого хімічного вивітрювання.

Подрібнений матеріал при великому зволоженні без перешкод змивається, сповзає, спливає (тропічна соліфлюкція). Тут формується більш різкий увігнутий перегин на переході від крутого схилу до пологого. Ця різкість зберігається завдяки виходам біля підніжжя крутого схилу виходів ґрунтових вод і підсиленому виносу матеріалу. Це приводить до формування вздовж підніжжя уступів пологих повздовжніх депресій, зокрема в саванах Африки. Формуванню драбин ступінчатих педиментів, які розділені крутими схилами, за даних кліматичних умов сприяє утворення твердих бронюючих латеритних кір. Педименти можуть тут формуватися як в корінних породах, так і на корі вивітрювання, а бронюючі кори на поверхні схилів захищають їх від виположування.

Морфоскульптура *острівних (останцевих)* гір тісно пов'язана з попередньою морфоскульптурою. У багатьох випадках, вони є результатом подальшої еволюції столово-ступінчатого рельєфу, зруйнованого процесами денудації і ерозії. Залишаються тільки окремі невеликі останці, які інколи височіють над великими вирівняними просторами. Ця морфоскульптура дуже характерна для сухих саван, напівпустель і пустель. В окремих випадках подібні форми зустрічаються і в умовах помірного і холодного клімату.

В умовах перемінно- і постійно вологих тропіків формуються своєрідні останці типу «цукрових» голів (Бразилія, Гвінея), які створені процесами досить сильного, але нерівномірного хімічного вивітрювання. Острівні гори цього типу формуються у 2 етапи: глибокого і нерівномірного вивітрювання; зносу кори вивітрювання і відкопування незруйнованих останців.

Найбільш крупні райони останцевого рельєфу розташовані в сухих субтропіках і тропіках - на північному заході Бразилії, заході Сахари, в Нубійській пустелі, в перемінно-вологих тропіках – центральній Бразилії,

Західній, Центральній і Східній Африці, Східному Індостані, в постійно-вологих тропіках – басейні Оріноко, на півночі Анголи, на о. Хайнань тощо.

Своєрідним типом полігенетичної морфоскульптури є *дрібносопковик*. Він типовий для центральної і північної частини Казахстану, зустрічається в Забайкаллі, Монголії, північному заході США. Дрібносопковик представляє собою розкидані горби і їх групи, низькі гори з відносною висотою 50-100 м і більше. Горби мають увігнуті або випукло-увігнуті схили, складені щільними породами. Між горбами розташовуються пласкі або східчасті денудаційні і акумулятивні (алювіальні, озерні) рівнини. Походження дрібносопковика пов'язано з тривалою ерозійною і семіарідною денудацією в місцях зі строкатим літологічним складом корінних порід, складною тектонікою. Горби представляють собою останцеві денудаційні форми або підняті новітніми рухами ділянки древніх вирівняних поверхонь.

Деякі загальні закономірності розподілу і розвитку морфоскульптури. Розвиток більшості типів морфоскульптури залежить від зональних фізико-географічних умов. Більш за все, це відноситься до льодовикової і кріогенної і аридної морфоскульптури. Але, в ряді випадків древні льодовикові і кріогенні форми виступають як азональні до сучасних умов. Але генетично, відносно минулих епох, вони залишаються зональними. Крім того, в них існує своя внутрішня зональність, викликана особливостями діяльності льодовика і місцевими провінціально-зональними відмінностями клімату.

Інші типи морфоскульптури можуть зустрічатись в різній природній обстановці і ландшафтних зонах. Останні накладають на них досить суттєвий відбиток. До цієї групи відносяться флювіальна, карстова і більша частина полігенетичних форм морфоскульптури.

Алювіальні, озерно-алювіальні і морські акумулятивні рівнини в поширенні, розвитку і морфології прямо не підпорядковані природній

зональності. Виникнення їх пов'язане з історією розвитку певних територій, особливостями морфоструктури. На акумулятивних рівнинах проявляються і провінціально-зональні відмінності природних умов, що проявляється у накладенні на акумулятивні форми специфічних комплексів зональних форм.

Між елементами сучасної і древніх морфоскульптур спостерігаються різні співвідношення. Зазвичай, вони найбільш складні в районах, де їх ландшафтні умови значно розрізнялись. Це області древнього материкового зледеніння, нині розташовані в умовах помірного клімату, і аридні області, на які впливали плювіальні умови. Крім цього, значення має і часові періоди між цими змінами. Чим він менший тим більше зберігаються форми древньої морфоскульптури.

На формування морфоскульптури впливає також сезонність рельєфоутворення, яка, в основному, збільшує його інтенсивність. Найбільш чітко сезонність рельєфоутворення проявляється в ландшафтних областях розвитку кріогенної, семиаридної, аридної, перемінно-вологих тропіків, помірного зволоження з сезонним морфоскульптури, які відрізняються найбільшим різноманіттям морфоскульптурних комплексів і їх найбільш інтенсивним розвитком.

Контрольні запитання і завдання

1. Що вивчає планетарна геоморфологія?
2. Що вивчає регіональна геоморфологія ?
3. Назвіть таксони геоморфологічного районування материків.
4. Дайте характеристику таксонів геоморфологічного районування материків «зона-країна-провінція» ?
5. Що таке розмірно-генетична класифікація форм рельєфу Землі і в чому її основний недолік?
6. Що таке геоморфологічний етап розвитку рельєфу Землі?
7. Які типи морфоструктури поширені на материках ?
8. Як неотектонічний етап вплинув на морфоструктуру материків?
9. Назвіть основні тенденції розвитку морфоструктури?
10. Покажіть на карті материків розвиток пластових морфоструктур.
11. Назвіть загальні закономірності морфоскульптури материків?
11. Особливості розвитку флювіальної морфоскульптури материків?
12. Покажіть на карті материків місця розвитку «азональної» і «реліктової» морфоскульптура.
13. Покажіть на карті материків місця розвитку льодовикової і кріогенної морфоскульптури.
14. Покажіть на карті материків місця розвитку аридної морфоскульптури.
15. Покажіть на карті границі основних гідрографічних басейнів материків.

Розділ 2. Головні закономірності рельєфу Азії

Для Азії характерні складні поєднанням нагір'їв, високих гір, великих рівнин, плато і низовин. Більшість рівнин розташовані в стійких платформних областях, більшість гір – в складчастих областях, які в мезозой-кайнозой піднімалися і в них відбувався орогенез. Так, рівнини південної частини Центральної Азії, Індостану і Аравійського півострову, розташовані в межах древніх докембрійських платформ – Китайської, Індійської, Аравійської, розвивались по платформному типу.

2.1. Морфоструктура Азії.

Морфоструктурне районування Азії. В межах Азії виділяються 6 морфоструктурних областей: 1) плато і відроджені гори древньої Східно-Сибірської платформи; 2) рівнини Аравійської і Індійської платформ; 3) високі міжгірські рівнини Центральної Азії; 4) відроджені гори внутрішньої і східної частин Азії; 5) молоді і відроджені гори південної і тихоокеанської частин Азії; 6) молоді і відроджені гори Тибетсько-Гімалайської гірської країни.

Плато і відроджені гори древньої Східно-Сибірської платформи.

Древня платформна область Східного Сибіру розпадається на 2 різні геотектури – Середньо-Сибірське плато і Байкальська область відроджених гір. Західна межа Середньо-Сибірського плато проходить по ускладненому розривами морфотектонічному уступу древнього закладання – Єнісейській геофлексурі. Розділені геофлексурами платформно-рівнинні області Західного і Східного Сибіру представляють собою грандіозні брили земної кори, які підняті на різну висоту. Крупна геофлексура відділяє Середньо-Сибірське плато від Байкальської гірської області. Границя між ними в загальних рисах повторює границю між ділянками архейсько-протерозойської і байкальської складчастості, що дає підстави говорити про відроджений характер Байкальської гірської області. Але ця відповідність

неповна – на деяких ділянках північний край гірської області розсікає ділянки епіпротерозойської платформи (район Алданського масиву, Східні Саяни). В цілому, Байкальську гірську область можна розглядати як активізовану частину колись єдиної рівнинно-платформної території (з фундаментом докембрійського віку), яка простягалась від Північного Льодовитого океану на південь. Пізніше в південній, прибайкальській частині цієї території виникли відроджені брилові гори, а у північній частині відбулось загальне підняття і виникла висока рівнина (Середньо-Сибірське плато).

Середньо-Сибірське плато. Ця висока платформна рівнина представляє собою область глибоко розчленованого, структурно-денудаційного східчастого рельєфу. В межах Середньо-Сибірського плато виділяються різні морфоструктурні типи рельєфу. Анабарський і Алданський масиви представляють денудаційні цокольні рівнини і нагір'я. До них близькою є цокольна височина Єнісейського кряжу. Низкогірний і середньогірний вигляд цих височин викликаний омолодженням древніх пенепленів новітніми підняттями. Принципово інший морфоструктурний тип представляють Лено-Ангарське і Лено-Катангзьке плато (пластові височини), яке складене осадовими палеозойськими породами, і нахилені пластові височини, які облямовують Анабарський і Алданський масиви.

Характерним елементом морфоструктури області є вулканічні плато, пов'язані з вулканізмом кінця палеозою – початку мезозою в межах Тунгуської синеклізи. Вулканічні плато поділяється на лавові (ефузивні) столово-східчасті плато, трапові (інтрузивні) столово-східчасті плато і більш плоскі туфогенні, які місцями броньовані трапами. До лавових відноситься плато Путорана і Нижньо-Тунгуське (Сиверма). В межах Тунгуської синеклізи розвинуті трапові і туфогенні плато, які пронизані пластовими інтрузіями, дайками, трубками вибуху. Центральна частина Вілюйської рівнини представляє собою акумулятивну низовину.

В межах Середньо-Сибірського плато спостерігаються як прямі, так і обернені співвідношення між крупними формами рельєфу і геологічними структурами. Єнісейський кряж, Анабарський і Алданський масиви представляють собою прямі морфоструктури. Прямою морфоструктурою є Вілюйська низовина і ряд більш дрібних низовин. Внутрішня частина Східно-Сибірської платформи – Тунгуська синекліза характеризується загальною інверсією рельєфу. Обернена морфоструктура Тунгуської синеклізи найбільш крупна по розміру серед усіх споруд цього типу в межах платформних рівнин світу. Досить цікавою є проблема оберненої морфоструктури Путорана.

Байкальська гірська область відноситься до відроджених гір, які представляють собою складні брилові нагір'я. Тут чергуються сильно денудовані плоскогірні масиви і молоді хребти і западини крупних горстів і грабенів. В ході історичного розвитку відбувались неодноразово зміни гороутворення і вирівнювання. Найбільш яскраво тут проявились мезо-кайнозойські переважно склепінієво-брилові рухи. Брилові рухи приурочені до древніх глибинних, новим і новітнім розломам.

Концентрична дугоподібна будова орографічного плану Байкальської гірської області відображує складну взаємодію краю жорсткої Східно-Сибірської платформи і геосинклінальної області байкальської і герцинської складчастості. Багато морфоструктур представляють собою або складні різномірні структурні комплекси або окремі крупні древні брили. Це свідчить про складні морфоструктурні перебудови рельєфу Байкальської гірської системи в мезо-кайнозої. Нові (мезо-кайнозойські) структури не узгоджуються з древнім тектонічним планом, частково, з інверсіями. В результаті інверсії деякі мезозойські прогини були підняті. Також були підняті і молоді кайнозойські западини. Разом з тим, в сучасному рельєфі широкий розвиток отримали мезозойські і більш молоді (неотектонічні) западини, які виповнені потужними товщами мезо-кайнозойських відкладів.

В сучасну епоху тут формуються акумулятивні рівнини (Баргузинська, Муйська). В результаті диференційованих новітніх рухів по розломам утворились глибокі грабени (Байкальський ін.), висунулись крупні горстові хребти і сформувались брилові нагір'я (хребет Кодар, Патомське нагір'я ін.). Ці рухи привели до деформації древніх поверхонь вирівнювання і річкових терас, перебудовами річкової сітки, слідами молодого вулканізму. Підняття хребтів сприяло утворенню льодовиків.

Рівнини Аравійської і Індійської платформи. Їх формування відбувалось за умов тривалого платформного розвитку і стійких піднять в новітній час. Тут широко розвинуті різні типи пластових рівнин і плато. В Індостану, де виходять кристалічні породи, переважають цокольні рівнини і плоскогір'я. Також розвинуті трапи, виливи яких тут відбувались в кінці крейдового часу – в першій половині палеогену. Акумулятивні рівнини тут займають відносно невелику площу і приурочені до синекліз і крайових прогинів платформ. Рельєф Індостану і Аравійського півострову схожий, але є і свої особливості. Індостан - це докембрійський щит, де на поверхню виходять кристалічні породи фундаменту. З пізнього протерозою тут існують континентальні умови і переважають процеси вирівнювання поверхні. Найбільш древні осадові відклади верхнього карбону середини крейди зберігаються у западинах платформи. В кінці мезозою- на початку кайнозою відбувався розпад Гондвани і утворення численних розломів і виливи базальтових лав. В результаті яких в західній частині Індостану виникли базальтові покриви потужністю до 2000 м. З кінця палеогену відбувалось загальне підняття території і виникли перекуси поверхні у східному напрямку. Рельєф Індостану гірсько-рівнинний. Гори розташовуються на заході і сході півострову і оточують внутрішню, відносно понижену частину – Деканське плоскогір'я. Західні Гати – це єдиний асиметричний хребет, Східні Гати – це окремі хребти, які розділені пониженими ділянками. Для Індостану характерна брилова структура. Особливо розбита розломами південна частина – гори Налгірі і Кардаманові. У внутрішній частині

Індостану розвинуті поверхні вивітрювання, які сформовані на кристалічних породах і трапах. На сході і південному сході зустрічаються острівні гори, які представляють залишки древньої поверхні вирівнювання.

Аравійський півострів в недалекому минулому частина Африканського материка. Рельєф півострову схожий – це країна столових рівнин і невисоких брилових рівнин. В цілому, півострів це косо нахилена на схід брила кристалічного фундаменту. Південно-західний край брили є частиною Арабо-Нубійського зводу, розбитого по середині грабеном Червоного моря. Періодично територія Аравійського півострову заливалась водами епіконтинентальних морів в пізній юрі, середній крейді, еоцені, олігоцені, міоцені.

Осадкові товщі формують пластові рівнини і плато різного типу. Найбільш яскравими елементами рельєфу внутрішньої Аравії є куести, складені юрськими, крейдовими, палеогеновими відкладами. Куести простягаються на сотні кілометрів. Розломи обумовлюють конфігурацію Аравійського півострову і бриловий характер його окраїнних гір. В рельєфі Аравійського півострову виділяються складчасті гір Оману, які відносяться до зони альпійської складчастості. На північ від Аравійського півострову розташовані Сирійсько-Палестинські гори, які відрізняються від брилових гір Аравійського півострову. Вони розташовані в області глибоко зануреного фундаменту і заповнені товщами мезозой-палеогеновими відкладами.

Високі міжгірські рівнини Центральної Азії. Ця морфоструктурна область в тектонічному відношенні гетерогенна. Південна частина її розташована в межах Китайської платформи. Кристалічний фундамент тут виходить на поверхню або перекритий незначної потужності осадовими відкладами – найчастіше верхнього синію, кембро-ордовика і верхнього палеозою. Більш пізні відклади відсутні або представлені континентальними. Тобто, більшу частину геологічної історії ця територія піднімалась і була сушею. Для неї були характерні коливальні рухи і слабо диференційований

плоский рельєф. Північна частина Центральної Азії відноситься до області палеозойської складчастості, яка розпадається на структурні зони різного віку, в яких активні фази складчастості приходяться на різний час палеозою. Для всіх структурних зон властива фаціальна строкатість відкладів і значні коливання їх потужності. Неодноразова складчастість супроводжувалась вулканічними виливами, а місцями гранітизацією. Тут розташовуються 2 крупні серединні масиви (Джунгарський, Озерних рівнин) з рівнинним рельєфом. Незважаючи на структурну неоднорідність рельєф цієї території однотипний, що пов'язано з загальними, досить інтенсивними і слабо диференційованими підняттями в неоген-четвертинний час.

Новітні рухи відіграли велику роль у формуванні акумулятивних рівнин Центральної Азії, які займають однакові площі з денудаційними. Це великі рівнини – западини (Таримська, Джунгарська), які розташовані високо над рівнем моря. Уповільнені підняття міжгірських западин і інтенсивна акумуляція привели до того, що древня різнорідна структура рівнин не завжди відображується в сучасному рельєфі. Прикладом є Таримська рівнина, де потужність континентальних відкладів місцями перевищує 10 км.

Відроджені гори внутрішньої і східної частин Азії. Гори внутрішньої і східної частин Азії мають різні висоту і рельєф. Новітні рухи, які їх утворили проявлялись в умовах жорстких платформних структур. Тому тут широко розвинуті древні поверхні вирівнювання. Перебудова древніх структур новітніми рухами в різних частинах Азії була різною і тому в рельєфі спостерігається їх різна вираженість. Цей зв'язок кращий у більш молодих структур. Різною інтенсивністю новітніх рухів привела до виникнення гір різної висоти – від високогір'їв Тянь-Шаню і до низьких гір східної частини Китаю.

Гори внутрішньої частини Азії розташовані в області палеозойської

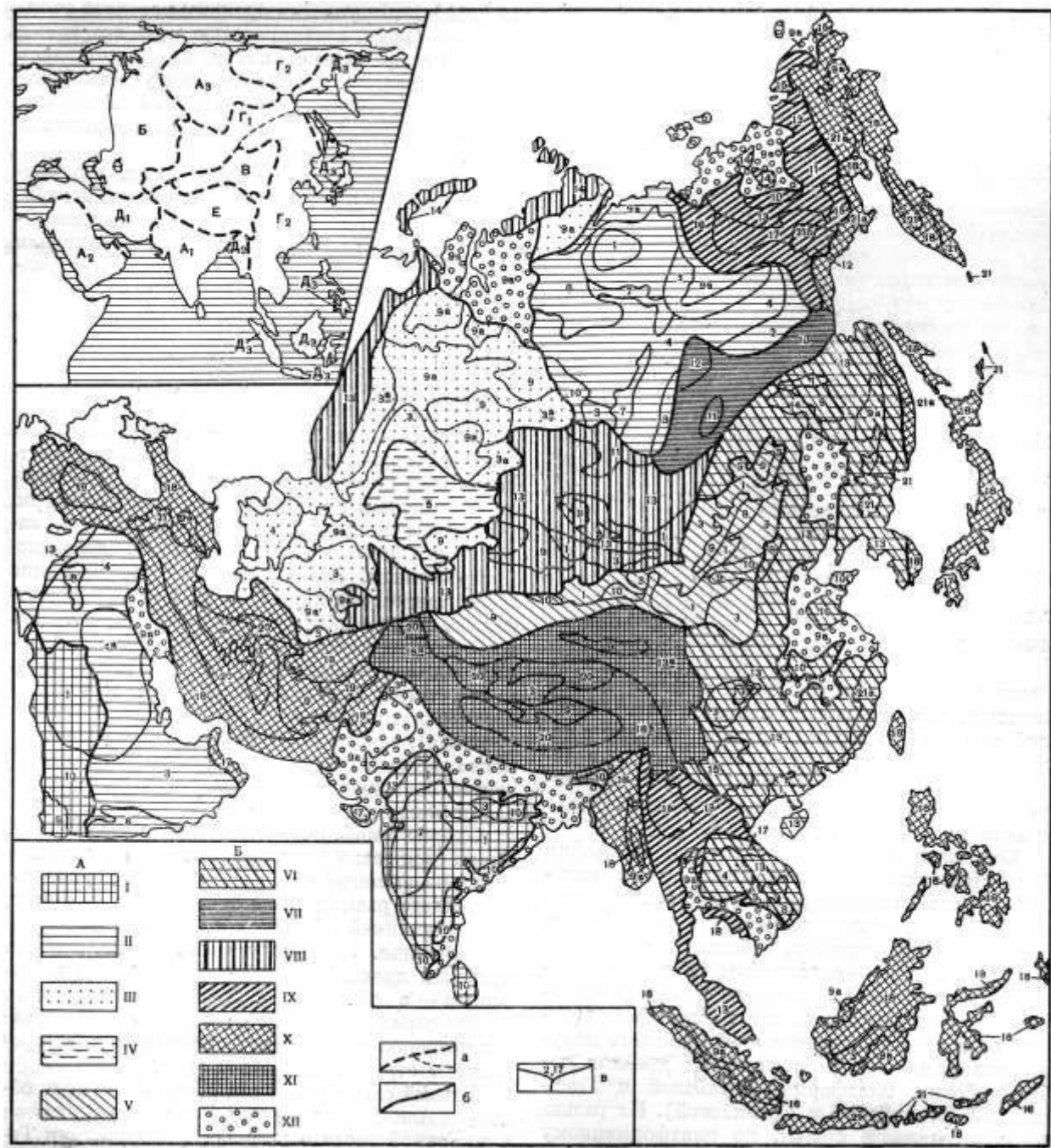


Рис.4. Морфоструктура Азії.

Врізка. Схема морфоструктурного районування: А-рівнинні області древніх платформ: А₁- Індійська платформа; А₂-Аравійська платформа; А₃- Східно-Сибірська платформа. Б – рівнинна область епігерцинської платформи Західного Сибіру і Турану. В – рівнинна область Центральної Азії (на різномірних структурах). Г – області відроджених гір (в межах складчастих поясів різного віку): Г₁. Внутрішня Азія; Г₂ – Східна Азія. Д – області молодих гір: Д₁- Передньо-Азіатські нагір'я; Д₂ – Західний Індокитай; Д₃ – Тихоокеанська Азія. Е – область молодих і відроджених гір Тибетсько-Гімалайської гірської країни.

Типи геотектур. А – р і в н и н о - п л а т ф о р м н і о б л а с т і: I - цокольні рівнини і брилові гори древніх щитів; II – пластові рівнини і плато древніх плит; III – акумулятивні і пластові рівнини і плато молодих плит; IV - денудаційні рівнини і

дрібносопковик молоді платформи; V – високі міжгірські рівнини і брилові гори на різномірних структурах, охоплені загальними новітніми підняттями. *Б – гірські (орогенічні) області*: VI – складчасто-брилові гори і нагір'я в межах активізованих частин Китайської платформи і різновікових складчастих поясів; VII – брилові гори області докембрійської складчастості; VIII – складчасто-брилові гори областей палеозойської складчастості; IX – складчасті і складчасто-брилові гори областей мезозойської складчастості; X – складчасті і складчасто-брилові гори і нагір'я в області кайнозойської складчастості; XI – височенні складчасті і складчасто-брилові гори і нагір'я на різномірних структурах, охоплені загальними інтенсивними новітніми підняттями; XII – крайові низовини і рівнини.

Типи морфоструктур. 1 - цокольні рівнини; 2 – цокольні нагір'я; 3- пластові рівнини; 3а – те ж моноклінальні; 4 – плато; 4а – те ж моноклінальні; 5-денудаційні рівнини, залишкові височини і низогір'я; 6 - пластові височини; 7 – вулканічні (трапові) плато і рівнини; 8 – вулканічні (лавові) плато сучасних, четвертинних і дочетвертинних виливів; 9 – акумулятивні рівнини; 9а – те ж низовинні; 10 – брилові гори; 11- брилові плоскогір'я; 12- брилові нагір'я; 13- складчасто-брилові гори; 14 – складчасто-брилові плоскогір'я; 15 - складчасто-брилові нагір'я; 16 – складчасті гори; 17- складчасті плоскогір'я; 18- складчасті і брилово- складчастості гори; 18а – те ж височенні; 19- плоскогір'я; 20 - нагір'я 21 – вулканічні гори районів сучасного і четвертинного вулканізму; 21а – те ж районів до четвертинного вулканізму. *а* - границі морфоструктурних областей і регіонів (на врізці); *б* – границі геотектур; *в* – те ж морфоструктур.

складчастості. Це гори Монголії і східна частина Тянь-Шаню. Гори Монголії масивні, компактні, з крупними западинами. Крім Монгольського Алтаю, які характеризуються лінійністю орографічних елементів, що наближає їх до гір Тянь-Шаню. Гори Монголії розташовуються в області каледонської (північ) і герцинської (південь) складчастості. Древні складчасті структури були дугоподібні, що успадкували мезозойські морфоструктури. Усі основні гірські системи витягнуті у вигляді дуг, які вкладені одна в одну і опуклі на південь. В горах Монголії в новітній час широкий розвиток отримали розривні дислокації, викликані значною консолідацією фундаменту і його значною гранітизацією. Тут розвинуті морфоструктури типу горстів і грабенів, багато молодих і оновлених розломів. Гори Тянь-Шаню відрізняються чітким лінійним простяганням хребтів і западин і значними висотами. Диференційовані новітні рухи сформували складний високогірний рельєф молодих гір на півдні, що відрізняє його від рельєфу інших гір

палеозойської складчастості. Але на Тянь-Шані добре збереглися фрагменти древніх вирівняних – поверхонь – нагір'їв або сиртів.

Гори східної частини Азії в морфоструктурному відношенні досить своєрідні, що пов'язано з високою тектонічною активністю цієї частини планети. Тектонічна природа і сучасний структурний рельєф гір неоднорідні. Гори в північно-східній і частково південно-східній частинах Азії приурочені до області мезозойської складчастості. В східній частині Китаю гори розташовані на активізованій частині Китайської платформи. Загальний орографічний план північно-східної частини Азії представлений чергуваннями гірських височин (антиклінальні структури) і низьких ділянок (синкліналей). Досить своєрідний структурний рельєф східної частини Китаю. Північна частина Китайської платформи (на північ від хребта Циньлін) представляє собою щит, де породи фундаменту залягають неглибоко і виходять на поверхню. Південна частина платформи перекрита плитою з потужним осадовим покривом. В кінці мезозою уся Китайська платформа була охоплена ієншанськими тектонічними рухами. Вони були успадковані від попередніх, але були значно більш інтенсивними, що суттєво змінило рельєф поверхні платформи і створили всі її основні структурно-орографічні елементи.

Основними морфоструктурними елементами східної частин є середньовисотні гори, низкогір'я і великі акумулятивні рівнини. Розломи і скиди типовий для складчасто-брилових гір Великого Хінгану, Східно-Маньчжурської гірської країни, Тайханшань, Циньлін.

Для північної частини східного Китаю дуже характерний вулканічний рельєф, які представлений конусоподібними височинами, а також рівнинами і плато, які складені базальтами. Крупні акумулятивні низькі рівнини (Північно-Китайська і Північно-Східна) приурочені до синекліз платформи. Вони складені потужною товщею пухких відкладів. Тут розвинутий плаский рельєф.

В східній частині Азія, розташованої на стику мезозойської і кайнозойської складчастості, розвинутий рельєф вулканічних гір, нагір'їв і плато, складених дочетвертинними лавами. Він розвинутий у вузькій смузі краю материка, що простягається з півночі на південь.

Молоді гори. Молоді гори півдня і окраїнної східної частини Азії розташовані в області кайнозойської складчастості. Вони мають різні морфоструктурні особливості. Для цих гір характерно в основному пряме співвідношення структури і рельєфу. Складчаста структура характерна переважно для окраїнних хребтів. У внутрішній частині, де розвинуті древні кристалічні масиви, переважають складчасто-брилові морфоструктури.

Тектонічна активність зони альпійської складчастості в новітній час виразилась в інтенсивному піднятті і утворенні високогірного рельєфу. Тут характерні диференційованість рухів і контрастний рельєф.

Серед молодих гір альпійського поясу найбільшу площу займає *Передньо-Азіатське* нагір'я. Обширні внутрішні нагір'я і плоскогір'я тут зустрічаються разом із високими окраїнними горами. Відносна вирівненість внутрішніх частин зумовлена розвитком тут жорстких брил герцинської і кіммерійської складчастості, які були представляють собою серединні масиви. У формуванні рельєфу внутрішніх нагір'їв велике значення мали розломи і диференційовані рухи окремих блоків.

У внутрішній частині Малої Азії переважає рельєф плоскогір'їв з невисокими бриловими гірськими масивами і замкнутими западинами. В західній частині поширені складчасто-брилові низькогірні хребти, розділені скидовими западинами.

Рельєф Іранського нагір'я більш складний. Тут переважають лінійно-вигнуті хребти, які розділені крупними міжгірськими западинами, заповнені потужними товщами пухких відкладів.

Внутрішні западини закладені в основному в кінці палеогену на початку неогену – один з найбільш типових елементів морфоструктури альпійської складчастої області Передньої Азії. На окраїні розташовані гірські хребти Понтійських гір, Ельбурса, Загроса.

Для окраїнних частин Передньо-Азіатських нагір'їв характерні численні повздовжні тектонічні западини, які зайняті долинами. В горах Загросу вони численні і утворюють своєрідний гратчастий рисунок. В межах плоскогір'їв Малої Азії і Іранського нагір'я вони зближуються і утворюють складно побудоване і високо підняте Армянське нагір'я. Рельєф Армянського нагір'я ускладнений масивами базальтових лав. Тут численні і вулканічні конуси.

До молодих гір відносяться і гори *Західного Індокитаю*. Вони мають меридіональне простягання і представляють комплекс вузьких стиснутих хребтів, розділених глибокими повздовжніми долинами.

Гори Тихоокеанського поясу мають найбільш молодий вік. Тут чітко відображуються в рельєфі складчасті структури. Амплітуди новітніх рухів тут значні, але в рельєфі представлені низько- і середньовисотними горами.

Молоді і відроджені гори Тібетсько-Гімалайської гірської країни.

Ця частина виділяється значними абсолютними висотами і орографічним різноманіттям. Внутрішня частина області занята високим і обширним Тібетським нагір'ям. В його західній частині переважають рівнини, які перетинаються відносно невисокими хребтами переважно північно-західного і меридіонального простягання. Окраїнні частини області оточені ще більш високими гірськими спорудами – Гімалаями, Куньлунем і Каракорумом. На північ від Куньлуна простягається крупна міжгірська западина Цайдам і гірська система Наньшань. Для цих гірських споруд характерна асиметрична будова – схили, обернені до Тібетського нагір'я пологі, а протилежні досить круті. На крайньому північному заході області розташований Памір. В

структурному відношенні Тибетсько-Гімалайська область досить складна. У внутрішній частині області значну площу займає серединний масив, де кристалічний фундамент глибоко занурений і перекритий відкладами мезозою і частково палеогену. В сучасному рельєфі йому відповідають денудаційно-пластові рівнини. В місцях виходу на поверхню фундаменту з'являються цокольні рівнини і гори. На окремих ділянках розвинуті акумулятивні рівнини (так звані озерні рівнини центрального Тибету). Окрайні гори Тибетського масиву відповідають складчастим структурам різного віку: Куньлунь - палеозойського, Каракорум – мезозойського, а розташовані на південь від Гімалаїв – кайнозойського. Центральні хребти Куньлуня складені кристалічними породами і герцинськими гранітами, периферичні – палеозойськими осадовими відкладами. Каракорум характеризується виходами на великій площі древніх кристалічних порід, мезозойських гранітів, палеозойських і мезозойських осадових порід. Гімалаї представляють величезну флексуро-антикліналь, які високо піднята над Індогоангзкою низовиною і відносно незначно над западиною Інд-Цангпо на Тибеті. Як єдине ціле Гімалайська система сформувалась в олігоцені. Западина Цайдам заклалась в кінці палеозою. Наньшань і Куньлунь розташовані в області палеозойської складчастості. В будові гір східної частини Тибету разом з метаморфічними і осадовими породами беруть участь мезозойські граніти.

Сучасний рельєф Тибетсько-Гімалайської області представляє собою складне поєднання відроджених гір, молодих гір і платформних рівнин. Характерною особливістю морфоструктурного розвитку області є великий розрив в часі становлення сучасного рельєфу окремих її частин. В цілому, Тибетсько-Гімалайська область утворилась в новітній час в результаті виключно сильного здійснення цієї частини Азії.

Розвиток гідрографічної сітки Азії.

Річкова сітка Азії відзначається нерівномірністю. Центральна Азія і більша частина Тибету безстічні. Практично відсутні постійні водотоки на Аравійському півострові і значній частині Іранського нагір'я. Північна, східна, південно-східна частини Азії мають густу і розгалужену річкову сітку (рис.2, 3).

Основні елементи сучасної гідрографічної сітки почали складуватись ймовірно в юрському періоді. Загальний її рисунок, будова долин і напрямки стоку в значній мірі зумовлені морфоструктурою. В областях кайнозойської складчастості річкова сітка в цілому добре узгоджується з головними елементами морфоструктури, в областях мезозойської складчастості їх узгодженість зменшується, а областях палеозойської складчастості звичайна різка неузгодженість.

В межах Індійської і Аравійської древніх платформ гідрографічна сітка має чітку залежність від тріщинної тектоніки. Особливо це характерно для Індостану. Крупні ріки тут закладені удовж крупних розломів і виключно прямолінійні. Деякі долини мають різку конфігурацію, зумовлену скидами. Ймовірно, що крупні сучасні річки Декану закладались не пізніше кінця крейди – початку палеогену, коли відбувались інтенсивні розколи щита. Значний вплив на напрямок і будову долин мали новітні рухи. Так, загальний нахил поверхні Індостану зумовив досить одноманітну орієнтацію річкової сітки. Крупні річки півострову течуть в Бенгальську затоку. Тільки Нарбада і Тапті перетинають Західні Гати і течуть в Аравійське море. На Аравійському півострові гідрографічна сітка вкрай розріджена. Існує тільки одна постійна річка в Йємені. На решті території півострову розвинуті тільки сухі русла (ваді), які періодично заповнюються водою. Разом з тим, сухі річкові долини утворюють досить розгалужену сітку. Деякі ваді досягають довжини декілька сотень кілометрів.

В Передній Азії річки приурочені до тектонічних розломів не тільки в районі Сирійського грабену і брилових окраїнних горах, але і у внутрішніх територіях. Річкові долини мають ризькі вигини, часто чергуються поперечні і повздовжні ділянки згідні основним тектонічним напрямкам.

Помітні зміни гідрографічної сітки Аравійського півострову і району Сирійсько-Палестинського грабену відбувались у зв'язку з виливами по тріщинам базальтових лав. Базальтові покриви перегородили і запрудили багато річкових долин, що викликало перебудову гідрографічної сітки в багатьох районах, а в умовах аридного клімату привело до утворення замкнених улоговин (Бахр-ель-Хаджан, Бахр-ель-Атейба). Лавові покриви в районі Дамаска перекрили стік річок в долину Йордану.

В історії гідрографічної сітки Аравійського півострову велике значення мала зміна кліматичних умов. Розгалужена і місцями врізана річкова сітка на півострові утворилась в пльовіальні періоди. Сліди пльовіальних фаз в Аравії досить численні. Тут немало крупних долин, нині сухих, які перетинають і кристалічні плато і смугу куест. Продукти розмиву кристалічних порід відзначені і в низов'ях ваді (Ваді-Давасир, Ваді-ер-Румма) за сотні кілометрів від областей зносу.

В ряді місць в Передній Азії відзначаються реліктові акумулятивні утворення. В Синаї зафіксовані озерні відклади потужністю до 30 м, які утворились внаслідок запруды головної долини конусами виносу приток. Древні озерні рівнини відомі в Месопотамії.

Складну будову має річкова сітка Центральної і Східної Азії. Морфоструктури тут утворені різнорідними за віком і геологічною будовою елементами. Це впливало на корінні перебудови озерно-річкової сітки Центральної Азії. Більша частина сучасних річкових долин Центральної Азії складається з різновікових елементів. Палеогеографічні дані свідчать, що в пізньому мезозої і в палеогені в Центральній Азії була розвинута густа

озерно-річкова сітка. Пізніше у зв'язку з аридизацією клімату все більше значення почали відігравати озера, серед яких переважали стічні. Вважається, що Центральна Азія перетворилась у безстічну область в пліоцен-четвертинний час. Це було викликано підняттями гірських масивів.

Конфігурація гідрографічної сітки Центральної Азії упродовж четвертинного періоду неодноразово змінювалась. В плівіальні фази різко зросло обводнення території, що приводило до різкого розвитку річкової сітки і значного збільшення озерності. Останнє дає підстави дослідникам виділяти особливу озерну стадію в четвертинній історії Центральної Азії. В цей час існувало багато крупних безстічних басейнів, куди впадали річки з гір. Вони в значній мірі були успадкованими, оскільки займали палеогенові западини. В нинішню епоху площі озер значно зменшилися. Необхідно зазначити, що в рельєфі Центральної Азії (включаючи Тибетське нагір'я) чітко простежуються зміни напрямків річок і границі озерних басейнів. Перебудови гідросітки чітко виявляються завдяки мертвим долинам, долинам прориву, широким розвитком сухих русл річок, залишками берегових валів і терас, озерними відкладами, розташованими далеко від сучасних водойм і на різній висоті.

Східна Азія мала в палеогені-неогені добре розвинуту озерно-річкову сітку про що свідчить широкий розвиток озерних і алювіальних відкладів палеогенового віку. Але в умовах гумідного клімату вони довго не зберігаються. В сучасному рельєфі відзначаються численні сліди озер. Так в середній течії річки Хуанхе розвинуті плоскі рівнини, які складені потужною товщею неогенових і четвертинних озерно-алювіальних відкладів. В ранньочетвертинний час відбувся спуск озер, які тут існували, пов'язані з активізацією тектонічних рухів. В басейні Янцзи ймовірно існували 3 зайняті озерами крупні западини – Сичуаньська у її верхів'ях, Цзигуй в середній течії і Східна в нижній течії. Багато зберігається реліктових озер (Дунтинху,

Поянху). В результаті регресивної ерозії річок, що належать до басейнів цих трьох западин, і складних перехоплень утворилась єдина система Янцзи.

Формування найбільш крупних річок Східної і Центральної Азії відбувалось в досить складних умовах, що пов'язано з особливостями розвитку морфоструктури. В плювіальні епохи різко зростала ерозійна діяльність річок, в межах передгірських і міжгірських западин відбувалась інтенсивна акумуляція уламкового матеріалу і формувались обширні акумулятивні рівнини. Процес накопичення потужних алювіальних товщ відбувався за умов інтенсивних і різко диференційованих новітніх рухів. В результаті цього виникли Таримська, Джунгарська, Каракумська, Прибалхашська, Північно-Китайська та інші алювіальні рівнини.

В неоген-четвертинний час на території Азії відбувались перебудови головних і другорядних вододілів. Практично для усієї території Азії характерне різке неспівпадіння вододілів з головними орографічними лініями. Наприклад, головний вододіл Північно-Льодовитого і Тихого океанів в межах Забайкалля і Станового нагір'я. У Східній Монголії в ряді місць світовий вододіл нечіткий і не співпадає з найбільш високими горами. Різке неспівпадіння вододілів і головних орографічних ліній між Тихим океаном і безстічною областю Центральної Азії спостерігається у Східній Азії. Гімалайські гори не всюди є вододілом між Індійським океаном і безстічною областю внутрішньої Азії. Як і гори Малої Азії, де найвищі гори перетинаються річками і безстічна область займає невелику площу.

Виключеннями є два високі і масивні хребти внутрішньої Азії – Гіндукуш і Каракорум, які є вододілами між басейном Індійського океану і внутрішньою безстічною областю.

Міграція вододільних ліній Азії, викликана новітніми тектонічними рухами, змінила перебіг екзогенних процесів, привела до аридизації клімату, розділила територію Азії на внутрішню аридну і східну гумідну.

2.2. Морфоскульптура Азії.

Морфоскульптура Азії складна і різноманітна (рис. 5).

В Азії зональність екзогенного рельєфоутворення простежується з пізнього мезозою. В пізній крейді і в палеогені тут виділялись 3 зони – північна бореальна, середня аридна і південна гумідно-тропічна. Суттєвих розбіжностей між заходом і сходом Азії тоді не існувало. Вони почали проявлятися в пліоцен-четвертинний час у зв'язку з підняттями земної кори.

Коливання клімату в пліоцен-четвертинний час особливо сильно відобразились на розвиток рельєфу внутрішніх і північних частин Азії, де в різні періоди формувались генетично різні комплекси форм рельєфу. В сучасному рельєфі це проявляється у складному поєднанні древніх і молодих форм різного генезису.

На формування морфоскульптури і її розподіл на території Азії також впливала морфоструктура. Викликані нею особливості макрорельєфу значно підсилили кліматичні контрасти і порушили зональний розвиток екзогенних процесів.

В результаті взаємодії геотектонічних і фізико-географічних чинників і склалась своєрідність морфоскульптури Азії. Різкі відмінності морфоскульптури північної і південної, західної і східної частин Азії відображують широтну і меридіональну морфокліматичну зональність. Серед форм флювіальної морфоскульптури найбільш поширені алювіальні і озерно-алювіальні, які представлені в сучасному рельєфі обширними рівнинами древньої акумуляції, які розчленовані сучасними ерозійними формами. Серед денудаційних форм численні ерозійні і акумулятивно-ерозійні (переважає долинний рельєф). В східній частині Азії флювіальні в значній мірі успадковані, а в північних районах, які підвергались зледенінню, вони розвивались в післяльодовиковий час. В аридних районах флювіальні утворення в основному древні, реліктові.

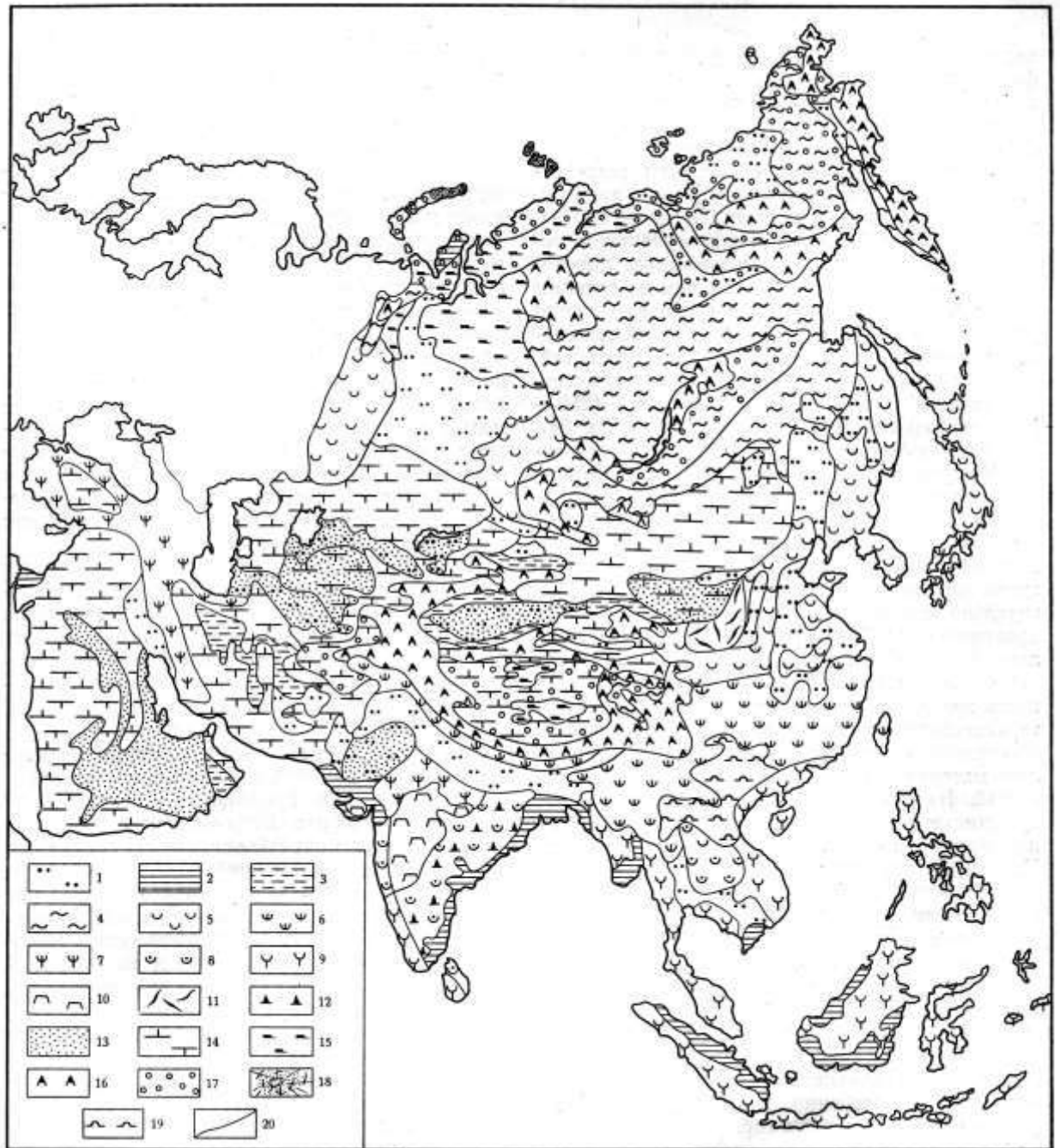


Рис. 5. Морфоскульптура Азії .

Древні і сучасні флювіальні форми: 1-алювіальні і озерно-алювіальні акумулятивні; 2-древньоморські і алювіально-морські акумулятивні; 3-алювіально-пролювіальні акумулятивні; 4- ерозійні і ерозійно-акумулятивні в сучасних умовах вічної мерзлоти; 5 – те ж в умовах помірного зволоження; 6- те ж в умовах значного субтропічного зволоження; 7- те ж в умовах сухих субтропиків і тропіків; 8 - те ж в умовах перемінно-вологих тропіків; 9 – ерозійно-соліфлюкційні в умовах надмірно-вологих тропіків; 10 – столово-східчасті в умовах перемінно-вологих тропіків; 11 – яружно-балкові; 12 – форми островних гір. *Древні і сучасні аридні форми:* 13 – еолові дефляційно-акумулятивні; 14 – комплекс форм аридної денудації і ерозії. *Древні і сучасні льодовикові і криогенні форми:* 15 – льодовикові і водно-льодовикові акумулятивні форми, перетворені ерозією і перигляціальними процесами; 16 – екзараційні

і акумулятивні форми гірських зледенінь, розчленовані наступною ерозією, з комплексом кріогенних форм; 17 – комплекс кріогенних форм; 18 – сучасні льодовики. *Інші форми*: 19 – останцево-карстові форми – тропічний карст; 20-границів типів морфоскульптури

Флювіальний рельєф відображує в значній мірі морфокліматичні особливості окремих частин Азії. Особливо значна різниця спостерігається між флювіальним рельєфом північної частини території (невелика кількість опадів і багаторічна мерзлота) і Південно-Східної Азії, де випадає велика кількість опадів, і крайнього півдня, де панують умови сухих і перемінно-вологих тропіків, і західної, аридної частини.

В північній частині Азії вплив флювіальних процесів має чітко виражений характер: вони ослаблені взимку і значно підсилюються весною і особливо в кінці літа - на початку осені в період максимальних опадів. Велике рельєфоутворююче значення мають мерзлотні явища, які створюють багато специфічних рис морфології долин і схилів гір. Це типово для Північного Сходу, але спостерігається і південніше, де розвинута острівна і сезонна мерзлота (Великий Хінган, Малий Хінган). Переважаючий тут боковий розмив, наявність мерзлого водонепроникного шару приводить до утворення широких асиметричних долин.

В південній частині Східної Азії інтенсивність флювіальних процесів і їх тривалість різко зростають. Річки, які течуть на південь від річки Хуанхе, упродовж року мають постійний ерозійно-акумулятивний режим. На південь від річки Янцзи кількість опадів (річних і за літо) різко збільшується. Тому режим річок тут тривалий паводковий, що приводить до підвищеної інтенсивності флювіальних процесів. Сильно активізуються процеси біохімічного вивітрювання, формується латеритна кора вивітрювання великої потужності (навіть в північній частині тропічної зони вона досягає 60 м). в цілому, для південного сходу Азії характерне значне збільшення щільності річкової сітки і підсилення виположування схилів.

Для південного сходу Азії специфічним є карстовий рельєф, який зустрічається на значних площах. Це найбільша карстова область світу. Карстовий рельєф тут своєрідний. Він представлений найбільше останцево-карстовими формами.

В деяких районах Азії морфоскульптура зумовлена літологією. Зокрема, рельєф середньої течії Хуанхе пов'язаний з лесовими товщами, місцями великої потужності. Влітку тут часті зливи. Це приводить до виключного розвитку процесів глибинної ерозії і формуванню унікального морфологічного ландшафту, де поєднані пласкі поверхні лесових горбів і плато і глибоко врізані яружно-балкові форми. Яри досить крупні і займають приблизно половину території Лесової провінції. Глибина ерозійного врізу становить 100-150 м, а інколи перевищує 200 м. Активна ерозія, великий твердий стік річок приводить до інтенсивної акумуляції пухкого матеріалу в межах приморських низовин. На Північно-Китайській низовині акумуляція перевищує опускання цієї ділянки суші. За 5 років дельта Хуанхе висунулась в море на 25 км. Русла річок настільки замулені і стік ускладнений, що приходить річки обмежувати штучними валами. З особливостями літології пов'язані також столово-східчасті форми рельєфу. Вони характерні для високих рівнин і плато Декану, складені трапами і мало залежать від сучасного клімату. В Індокитаї і Індостані широко розвинутий рельєф острівних гір.

Аридна морфоскульптура.

Області аридної морфоскульптури займають значну частину Азії. Найбільш характерною особливістю морфоскульптури аридних районів Азії є різкі відмінності між сучасними і древніми (нині реліктові) формами рельєфу.

Нині в пустелях Азії в умовах різких коливань температури і малої кількості опадів виключно активно протікають процеси фізичного

вивітрювання. За відсутністю стоку великі маси уламкового матеріалу переміщуються на невелику відстань за рахунок гравітаційного сповзання та тимчасовими водотоками. Акумуляція відбувається пролювіальними і делювіальними процесами. На крутих схилах гір утворюються обширні конуси осипів, в долинах річок – конуси виносу, у підніжжя гір – підгірські шлейфи. Ці форми рельєфу досягають величезних розмірів. Місцями гори як би тонуть у власних уламках.

В аридних районах діють і ерозійні процеси, викликані короточасними зливами. В результаті утворюються бедленди, які займають великі площі.

Для усіх пустель Азії характерні замкнуті западини. Їх утворенню сприяють певні структурні умови (наприклад наявність грабенів в синклінальних зниженнях). Подальше їх заглиблення відбувається аридно-денудаційними процесами – сольовим вивітрюванням і дефляцією. Древні ерозійні і акумулятивні форми, що виникали в плювіальні епохи, нині зберігаються як реліктові. Вони зустрічаються і на рівнинах і в горах. Сухі долини (ваді, саї) тут простягаються на сотні кілометрів. Акумулятивні плювіальні форми особливо широко зустрічаються на міжгірських і передгірських рівнинах Центральної Азії (Такла-Макан ін.). Численні озерно-алювіальні рівнини Турану, пустель Гобі, нині перетворились в солончаки. Аллювіальна акумуляція тут відбувається тільки в долинах крупних транзитних річок (Тигр, Євфрат, Тарім).

Результатом плювіалів у північній семиаридній смузі Центральної Азії є форми рельєфу дрібносопковика. Вони утворювались за умов ритмічної зміни в часі ерозійних і аридно-денудаційних процесів.

В аридних районах Азії також поширені форми піщаного рельєфу. Тут розташовані найбільші у світі піщані масиви (Руб-ель-Халі, Великий Нефуд, пустелі Такла-Макан, Тар). Більшість їх приурочена до древніх алювіальних і

озерно-алювіальних рівнин. Деякі утворились за рахунок розвівання слабо ущільнених корінних порід. Степінь закріпленості піщаних масивів рослинністю визначає морфологію піщаних утворень. Великі площі займають оголені піски, які утворюють різні форми рельєфу. Так в пустелях Аравії переважають піщані ланцюги до 100 м висоти, які витягнуті на сотні кілометрів переважно з північного сходу на південний захід. В пустелі Тар піщані пасма мають висоту 5-70 м, досягають 100-150 м. В пустелі Такла-Макан переважають бархани і барханні ланцюги висотою 30-150 м, а інколи досягають 400-450 м, які простягаються на десятки кілометрів. В районах з більшою кількістю опадів (Ордос, Алашань, Джунгарія) поруч з формами оголених пісків зустрічаються частково зарослі піски (бугристо-пасмові).

Льодовикова і кріогенна морфоскульптура.

Більшу частину Азії займає область розвитку льодовикових і кріогенних форм. Кріогенна морфоскульптура тут має дуже широкий розвиток, але льодовикові форми розвинуті менше, як на інших материках Північної півкулі. Це пов'язано з кліматичними особливостями.

Зледеніння Азії відноситься до континентального типу. Крім північних островів на території Росії, льодовики нині зберігаються лише в Каракорумі, Гімалаях, високих частинах Куньлуня, Наньшаня, східного Тянь-Шаню. Значним зледенінням охоплені тільки південні схили Гімалаїв і особливо Каракоруму у зв'язку з впливом океану. В Каракорумі мають довжину до 60-70 м і спускаються до рівня 3000 м і нижче. В інших гірських системах зледеніння охоплює значно меншу площу і помітно зменшується з заходу на схід. Очевидна невідповідність між висотою цих гір і масштабами зледеніння викликана сухістю клімату внутрішніх частин Азії. Серед гірських льодовиків Азії найбільш поширені карові, карово-долинні і долинні і тільки в Каракорумі і Гімалаях льодовики займають і вододіли.

Невеликий розвиток сучасного зледеніння зумовив і слабе рельєфоутворююче значення льодовиків. В Центральній Азії тільки у верхніх частинах самих високих гір відбуваються процеси льодовикової екзарації – утворюються цирки, кари, трогові долини. Нижче по схилам відбувається льодовикова акумуляція (морена). В західних частинах центрально-азіатських гір, де більш вологий клімат, зростає і рельєфоутворююче значення льодовиків.

Плейстоценові льодовики займали в Азії більші площі, але загальний характер зледеніння був схожий. Льодовики існували в основному у високогір'ях Південної і Центральної Азії. Водно-льодовикові утворення характерні для високогірних рівнин Тибетського нагір'я. Деякі дослідники вважають, що в минулому зледеніння Тибетського нагір'я були більш значними. Допускається, що льоди покривали Тибет повністю, але товщина льодовика була незначна і він був мало рухливий. По мірі скорочення льодовика в міжгірських депресіях виникали обширні зандрові рівнини з великими озерами. Древні озерні ландшафти переважають в сучасному рельєфі рівнин Тибету.

Не зовсім зрозумілим є питання розмірів і кількості зледенінь високих гір Центральної Азії. Вважається, що найбільш древнє зледеніння було напівпокрівне, а наступні - альпійського типу. Особливістю морфології древніх льодовикових форм внутрішніх районів Азії є розвиток на схилах гір таких специфічних форм як тераси відсідання. Їх утворення пов'язано з особливостями процесів деградації льодовиків в континентальних умовах.

В Азії широко розвинута багаторічна мерзлота. Південна межа її розвитку в середньому плейстоцені доходила до 37⁰ північної широти за виключенням Тибетського нагір'я.

Чисто кріогенна морфоскульптура широко розвинута тільки на півночі материка – в межах арктичної, тундрової і частково лісової зон, де

багаторічна мерзлота досягає великої потужності і де зустрічається комплекс кріогенних форм. На рівнинах, складених пухкими відкладами, формується своєрідний бугристо-улоговинний рельєф з багатьма термокарстовими западинами, а також різні полігональні утворення, а в горах гольцовий ландшафт. В більш південних зонах основне рельєфоутворююче значення належить флювіальним (ліси, лісостеп, степ) і аридним (пустелі, напівпустелі) процесам. По мірі руху на південь кількість і різноманіття кріогенних форм зменшується, але вони зустрічаються навіть на південних широтах, де розташовуються рівнини Центральної Азії.

Таким чином закономірності розміщення морфоскульптур на території Азії мають складний характер. Крім широтної зональності, тут також спостерігається меридіональне розташування морфоскульптури. Крім того, тут проявляється і геоморфологічна провінціальність, яка пов'язана з морфоструктурою. Деякі крупні морфоструктурні елементи відзначаються настільки своєрідною морфоскульптурою, що їх відносять до самостійних геоморфологічних провінцій. Це провінції: Аравійська (різні типи денудаційних рівнин з сучасними аридно-денудаційними і еоловими формами і древньо-ерозійні форми); Деканська (високі трапові плато і цокольні рівнини); Передньо-Азіатських нагір'їв (комплекс аридно-денудаційних і древньо-аккумулятивних форм делювіально-пролювіального генезису); центрально-азіатських міжгірських рівнин (поєднання високих денудаційних рівнин з аридно-денудаційними формами і древньо-аккумулятивних рівнин з еоловими формами); Тибетсько-Гімалайська (поєднання аридної, кріогенної, древньольодовикової морфоскульптур).

Морфоскульптурі Азії властиві: 1) значний розвиток кріогенних форм порівняно з льодовиковими; 2) значний розвиток аридної морфоскульптури у внутрішній частині Азії; 3) поєднання широтної і меридіональної зональності, висотної поясності геоморфологічної провінціальності.

Контрольні запитання і завдання

1. Які таксони районування використані для рельєфу Азії ?
2. В чому особливості морфоструктури Азії ?
3. Як неотектонічний етап вплинув на морфоструктуру Азії?
4. Покажіть їх на карті основні морфоструктурні області Азії.
5. Назвіть основні типи морфоскульптури Азії.
6. Покажіть на карті морфоскульптурні зони Азії.
7. Покажіть на карті місця розвитку «азональної» і «реліктової» морфоскульптури Азії.
8. Покажіть на карті гідрографічні басейни Азії ?
9. Як співвідносяться льодовикова і кріогенна морфоскульптури Азії?
10. Які чинники розвитку аридної морфоскульптури Азії?
11. Покажіть на карті розвиток азональної морфоскульптури Азії.
12. Які регіональні відмінності у розвитку висотної поясності гір Азії?
13. Покажіть на карті райони розвитку реліктової морфоскульптури Азії?
14. В чому унікальність рельєфу і процесів морфогенезу внутрішніх районів Азії?

Розділ 3. Регіональні особливості рельєфу Азії

3.1. Рівнини, плато, плоскогір'я, гори, нагір'я Північної Азії

3.1.1. Західно-Сибірська рівнина.

Західно-Сибірська рівнина розташована між Уралом та Єнісеєм і за площею дорівнює майже усім країнам Західної Європи. Західно-Сибірська рівнина складається з низовин і височин.

Поверхня рівнини увігнута до центру - виділяється зовнішній, відносно підвищений, пояс і внутрішня, знижена частина. В зовнішньому поясі розташовані височини - , а в центрі крупні низовини. Зовнішній пояс включає височини (Північно-Сосьвінська, Люлім-Вор, Верхньо- і Середньотазівську, Кетська, Танамська), нахилені рівнини (Туринська, Ішимська, Північно-Казахстанська, Чулимська, Приаргінська, Єнісейська, Кетсько-Тимська), Приобське плато. У внутрішній частині рівнини розташовані крупні низовини - Кондинська, Середньообська, Нижньообська, Надимська, Пурська, Тазівська, Барабинська.

Цей простий орографічний план ускладнюється кількома пасмами височин, які перетинають центральну відносно знижену частину Західно-Сибірської рівнини. Головну широтну орографічну вісь утворює підвищена смуга Сибірських Увалів, які тягнуться в широтному напрямку від Уралу до Єнісею. Вони включають височини Люлім-Вор, Білогірський Материк, увал Нумто, Верхньотазівську височину. Сибірські Ували розділяють Західно-Сибірську рівнину на 2 частини - південну і північну. Південніше Сибірських Увалів тягнеться підвищена смуга, де розташовані Васюганська нахилена рівнина і Тобольський Материк, а на захід і схід від них Тавдинсько-Кондинська, Туринська і Чулимська нахилені рівнини. Ще одна підвищена

смуга широтного простягання розташована на північ від Сибірських Увалів: її утворюють Ямальська, Гиданська, Юрибейська і Танамська височини.



Західно-Сибірська рівнина (джерело: Google Earth).

Також виділяються орографічні елементи меридіонального і північ-північно-західного напрямків. Найкраще меридіональні напрямки виражені в орографічному плані північної частини рівнини – Надимська, Пурська, Тазівська низовини; Полуйська, Ненецька, Таз-Пурська, Середньо-Тазівська і Хетська височини. Меридіональні елементи рельєфу зустрічаються і в південній частині рівнини. В цілому, орографічний план Західно-Сибірської рівнини чітко відображує накладення двох систем височин і низовин – субмеридіональної і субширотної.

Тектонічне походження більшості орографічних елементів Західного Сибіру підтверджується співставленням гіпсометрії земної поверхні і похованої поверхні доюрського фундаменту. Незважаючи на потужну товщу (2-3 км і більше) мезозойських і кайнозойських осадових порід, загальний характер рельєфу похованої поверхні нагадує рельєф експонованої поверхні. Глибина залягання фундаменту тут зростає від країв до центру території. Окремі крупні височини і низовини відповідають підняттям і прогинам фундаменту і є прямим морфоструктурами. Вони зустрічаються на заході (височини Люлім-Вор, Кондинська низовина) і на півдні (Ішимська нахилена

рівнина, Барабинська низовина) рівнини. Найбільш чітко виражені прямі морфоструктури на півночі Західно-Сибірської рівнини. Так, Полуйська височина відповідає Пасо-Полуйському виступу фундаменту, Надимська низовина однойменній западині. Прямими морфоструктурами є також Пурська низовина, Ненецька, Таз-Пурська височини. В центральній і південно-східній частинах рівнини картина суттєво змінюється. Тут поховані елементи фундаменту зберігають загальний меридіональний напрямок, а в орографії експонованої спостерігаються і широтні елементи. Незважаючи на успадкований характер окремих частин, такі субширотні орографічні елементи як Сибірські Ували, Середньообська низовина, Тобольський Материк, Васюганська, Чулимська нахилені рівнини є накладеними морфоструктурами. Вочевидь, широтні морфоструктури Західно-Сибірської рівнини є більш молодими утвореннями порівняно з меридіональними (успадкованими) морфоструктурами.

Накладені морфоструктури зосереджені в центрі і на південному сході Західного Сибіру; на решті території переважають прямі (успадковані) крупні морфоструктури. Пояснюються такі відмінності різним віком фундаменту. Ймовірно, перебудови морфоструктурного плану відбулись в межах Західно-Сибірської рівнини під впливом процесів гороутворення Тянь-Шаню і Паміру. Внаслідок їх виникли широтно-орієнтовані вали – Сибірські Ували, Васюганське підняття. Ріст Алтайсько-Саянських гір викликав перебудову рельєфу і гідросітки в безпосередньо до них прилеглих частинах Західного Сибіру.

Крім крупних структурних елементів в рельєфі Західного Сибіру виражені і локальні структури – валоподібні підняття фундаменту і осадових порід, окремі куполи, антикліналі. З локальними підняттями пов'язані спрямлені ділянки русл річок, осушення боліт, течії ґрунту боліт на схилах піднять.

Початок формування сучасного рельєфу Західного Сибіру відносять до межі палеогену та неогену, коли на низькій акумулятивній рівнині, що вийшла з під рівня моря почала закладатися річкова сітка. Вона використала знижені ділянки поверхні, що співпадали з тектонічними прогинами. Тоді, ймовірно і виникла система широтних валів і прогинів і виник північний стік річок. Упродовж пліоцен-четвертинного часу розвитку Західно-Сибірської рівнини виділяють 3 етапи: 1) дольодовиковий етап максимальної регресії Полярного басейну; 2) етап максимального зледеніння і максимальної трансгресії (ранній-середній плейстоцен); 3) етап регресії і менших зледенінь (пізній плейстоцен-голоцен).

Етап значної регресії Полярного басейну відносився до кінця неогену (пліоцен). Рівень моря тоді був нижчим за сучасний на 200-300 м. Шельф Карського моря був сушею. Відбулось різке заглиблення річкової мережі. В той час існував доволі контрастний рельєф.

Наступний етап - максимальних трансгресій і зледеніння, охоплював кінець пліоцену, ранній і середній плейстоцен. Трансгресія відбувалась по древнім річковим долинам, які були сформовані в попередній етап. В ранньому плейстоцені відбувалось найбільш древнє (дем'янівське) зледеніння Західного Сибіру. В тобольське міжльодовиків'я (середній плейстоцен) Полярний басейн розширився на південь. Максимум трансгресії настав в епоху максимального - самарського зледеніння. Море досягало Сибірських Увалів. На заході і сході море підходило до льодовикових покривів Уралу та гір Путоранаа, льоди сповзали з гір і спускались в море. Не виключено, що уральський і путоранський льодовикові покриви змикались в Західному Сибіру. В Сибірських Увалах морське зледеніння змінювалось континентальним. Це підтверджують розвинуті тут, типові для льодовикових областей, горбисто-пасмові льодовикові ландшафти, флювіогляціальні рівнини. Не виключено, що зімкнуті льодовикові покриви могли слугувати своєрідною греблею, південніше від якої розташовувалось

крупне підпрудне озеро, стік з якого відбувався на південь через Тургайський прогин. Висловлюється думка, що льодовикові покриви не зникались і стік великих річок Сибіру на північ ніколи не припинявся, а деякі дослідники взагалі заперечують зледеніння в Західному Сибіру.

В заключні стадії максимальної трансгресії була сформована велика за площею полігенетична поверхня вирівнювання. На півночі її існувала морська акумулятивна рівнина, а на півдні - алювіально-озерна рівнина. Висота цієї поверхні від 100-120 до 150-200 м. Під час максимальної трансгресії рівень Полярного басейну піднімався на 400-500 м, що було викликано значними тектонічними або гляціоізостатичними опусканнями в середньому плейстоцені.

Поверхню, сформовану в максимум трансгресії, яка займає найбільш високе гіпсометричне положення в рельєфі льодовикової півночі Західного Сибіру, вважають 4 терасою. Терасові рівні, утворені в пізньому плейстоцені - голоцені, підтверджують, що після загальних опускань Західно-Сибірської низовини після середнього плейстоцену, відбулись підняття і регресія Полярного басейну. На початку пізнього плейстоцену була короткочасна регресія. Далі наступила казанцівська трансгресія, менша за розмірами за максимальну ямальську. Після максимуму трансгресії почалась епоха зирянського зледеніння. Воно обмежувалось нижньою Об'ю. Тоді рівень Полярного океану почав знижуватись і берегова лінія досягла сучасного положення. З зирянського часу на півночі Західного Сибіру існує «вічна мерзлота». В після зирянський час виділяються 3 кліматичні епохи: 1) тепла (каргінський час); 2) холодна (сартанське гірсько-долинне зледеніння); 3) голоценові потепління. В після зирянський час активізуються тектонічні підняття земної кори і знижується рівень моря. Річкові долини за цей час заглибились на 50-60 м і в них утворились 3 тераси.

На розвиток південної (не льодовикової) частини Західного Сибіру впливали тектонічні рухи, ерозійно-акумулятивні процеси і побічно

зледеніння, що приводило до періодичного обводнення території. Всього виділяється 4 фази обводнення. Рельєф північної частини Західного Сибіру древніший рельєфу північної, льодовикової частини. Тут виділяють 3 крупні морфоструктурні сходина. Найбільш висока сходина (180-320 м) - Тургайська рівнина має східчасту поверхню і пізньопліоценовий вік. На північ від неї розташовуються Перед Тургайська перехідна сходина (145-180 м) пліоцен-ранньо плейстоценового віку та Ішімо-Іртишська сходина (115-140 м), яка почала формуватись в середньому плейстоцені.

Особливістю новітньої історії Західного Сибіру є протилежність розвитку північної та південної частин рівнини. В пліоцені, коли північна половина рівнини була високо піднята, південна половина була відносно опущена. В ранньому і середньому плейстоцену стає навпаки: північ переважно опускається, а південь, натомість, піднімається. В пізньому плейстоцені, на тлі загального підняття рівнини знову найбільш інтенсивно піднімається північна частина, що пов'язують із зняттям льодовикового навантаження. Віссю цього своєрідного коромисла були Сибірські Ували.

Визначним природним об'єктом Західно-Сибірської рівнини є басейн ріки Обі, до якого входять багато крупних приток, зокрема Іртиш. Потужні водні потоки цих річок виробили досить широкі річкові долини з кількома терасами і заплавою, яка на Середній Обі досягає ширини 40-60 км. Напрямки відрізків річок рівнини більше підпорядковані субширотному і субмеридіональному напрямкам. Основні риси рисунку річкової мережі Західного Сибіру визначаються тектонікою. Закладання сучасної річкової мережі Західного Сибіру відбувалось в пізньому пліоцені. Однак, в плейстоцені, на півночі річкові долини були повністю поховані під потужними товщами льодовикових (льодовиково-морських) відкладів. Тому, на півночі сучасні річкові долини більш молоді, як на півдні, і почали формуватись лише в пізньому плейстоцені. В долинах Обі, Іртишу та інших річок налічується до 4-6 терас.

В рельєфі Західно-Сибірської рівнини простежується широтна зональність морфоскульптурних елементів рельєфу і сучасних процесів морфогенезу. Ця закономірність відображує велику протяжність рівнини з півночі на південь, відсутність крупних орографічних перешкод. Тут виділяють 4 широтні зони.

Зона льодовиково-морських форм і мерзотно-соліфлюкційних процесів охоплює всю північну половину рівнини, включно до Сибірських Увалів. Тут розвинуті реліктові форми морської, льодовикової, льодовиково-морської акумуляції, а також водно-льодовикові утворення. На розвиток сучасної морфоскульптури тут суттєво впливають холодний клімат і вічна мерзлота. Важливе місце серед сучасних процесів морфогенезу відіграють мерзотно-соліфлюкційні. На межиріччях соліфлюкція сприяє вирівнюванню рельєфу і утворенню термокарстових западин. Поширення вічної мерзлоти сприяє заболочуванню і формуванню великих болотних масивів.

Зона льодовикових і флювіогляціальних форм, озерно-льодовикових рівнин і сучасних ерозійно-акумулятивних процесів і локального розвитку мерзотно-соліфлюкційних процесів. Зона охоплює Західно-Сибірську рівнину до південної межі максимального (самарівського) зледеніння. Тут переважають форми водно-льодовикової і алювіальної акумуляції.

Зона ерозійних і акумулятивних рівнин і процесів лінійної ерозії, яка розташована в перехідній смузі від лісів до степів в нельодовиковій частині рівнини. Морфоскульптурні риси її сформувались переважно під впливом процесів ерозійного розчленування.

Зона семиарідних структурно-денудаційних плато з суфозійно-карстовими, ерозійними та дефляційними процесами охоплює лісостеп і степ, відзначається сухим кліматом і нерівномірним зволоженням. Значну її частину займають структурно-денудаційні плато і рівнини неогенового та четвертинного віку. В створенні морфоскульптури важлива роль належить

суфозійно-карстовим процесам, з якими пов'язано виникнення безстічних западин, замкнутих улоговин, западин, степових блюдець.

Для південної і центральної частин Західного Сибіру характерний гривний (гривно-ложбинний) рельєф, утворений поверхневими текучими водами.

3.1.2. Плоскогір'я і плато Східного Сибіру.

Ця велика по площі територія розташована між Єнісеєм та Леною. Вона, в цілому, високо піднята і різко контрастує з Західно-Сибірською рівниною. Тут переважають плато з середніми висотами 400-600 м, низовини займають порівняно невеликі площі. Територія межує: на заході з меридіональною долиною р. Єнісей, на півночі - з узбережжям Льодовитого океану, на сході і півдні – з гірськими спорудами – хребтами Верхоянським, Джугджур, Становим, Байкальським нагір'ям, Східними Саянами.

Територія, в цілому, структурно однорідна – належить до древньої Сибірської платформи. Тільки в крайових частинах тут спостерігаються елементи байкальського і герцинського складчастих поясів - Єнісейський кряж, нагір'я Биранга, архіпелаг Північна Земля.

Важлива роль в морфоструктурі Східного Сибіру належить 2 крупним геофлексурам - вираженим в рельєфі тектонічним уступам. Субмеридіональна Єнісейська геофлексура відділяє високу платформно-рівнинну область Східного Сибіру від низької Західно-Сибірської рівнини. Субширотна Хатангська геофлексура обмежує на півночі Середньосибірське плато. Хатангська геофлексура ділить територію на Таймирську (Північно-Сибірську) і Середньосибірську морфоструктурні області.



Півострів Таймир (джерело: **Google Earth**).

Таймирська морфоструктурна область відзначається більшою диференційованістю рельєфу і гетерогенністю структури порівняно з Східно-Сибірською. Вона включає 3 крупні морфоструктури: Північно-Сибірська низовина, нагір'я Биранга і Середньосибірська.

Північно-Сибірська низовина (150-200 м) в структурному відношенні представляє собою опущену частину древньої Сибірської платформи, виповнену потужними (2-4 км) товщами осадових порід; поверхня корінних порід вкрита четвертинними відкладами потужністю до 100-150 м. Локальні підняття корінних порід проявляються в рельєфі пасмами, які зумовлюють коліно подібні вигини річок. Долиною Єнісею Північно-Сибірська низовина відділяється від Західно-Сибірської рівнини, з якою має схожий рельєф.

Нагір'я Биранга (1146 м) представляє собою перекошений геоблок, піднята південна частина якого обривається тектонічною флексурою до Північно-Сибірської низовини. На північ, вбік Північно-Льодовитого океану

поверхня нагір'я поступово знижується. В геоструктурному відношенні нагір'я різнорідне: південна його частина відноситься до області герцинської складчастості, північна - до більш ранньої байкальської складчастості. Древні складчасті структури зрізані пенепленом, який деформований новими та новітніми рухами. Найбільш підняті ділянки пенеплену утворюють хребти, витягнуті в субширотному напрямку; вони височіють над основним плато нагір'я. Для нагір'я характерні наскрізні (поперечні) долини; дві найбільш крупні зайняті долинами рік Пясини і Таймиру.

Плоскогір'я архіпелагу Північна Земля (965 м) в морфоструктурному відношенні нагадує нагір'я Биранга. В основі рельєфу архіпелагу знаходиться пенеплен, який зрізає складчасті структури байкальського (на півдні) і каледонського (на півночі) віку. Як і Биранга, архіпелаг Північна Земля представляє собою асиметричний геоблок. Пенеплен найбільш піднятий на північно-східному березі Північної Землі, де спостерігаються урвища, до яких безпосередньо підходять уступи і нахилені рівнини материкового схилу дна Льодовитого океану. Протилежний, південно-західний берег, що виходить до шельфового Карського моря, пологий і низинний. Тут пенеплен перекритий морськими відкладами, що складають низьку акумулятивну рівнину. Внутрішня частина островів представляє собою високе плоскогір'я, частково покрите льодовиком. Окреслення островів та вузьких проток між ними зумовлені розломами.

Середньосибірська морфоструктурна область поділяється на 3 частини: 1) Середньосибірське плато; 2) Лено-Вілюйська або Центральна низовина; 3) Алданське плоскогір'я.

Середньосибірське плато – це найбільша частина з усіх трьох. Разом з тим, вона надзвичайно одноманітна. Це переважно плато з плоскою, полого-хвилястою, інколи горбистою або горбисто-пасмовою поверхнею, розчленованою мережею глибоко врізаних долин. Плато сильно, але нерівномірно, підняте на півночі. На сході воно поступово знижується і

переходить в Центральнокутську низовину. Глибина ерозійного врізу на півночі становить до 500 м. Долини мають вигляд каньйонів. Контраст між плоскими вододілами і річками з майже гірською будовою - типова риса рельєфу цієї території. Плоский характер поверхні вододілів зумовлений майже горизонтальним заляганням осадових і вулканогенних порід. Плоскі вододіли обмежені високими ерозійними і ерозійно-тектонічними уступами.

Важлива особливість високої платформної рівнини Середнього Сибіру – широкий розвиток трапів (вулканічних і інтрузивних утворень). В пермі, тріасі та юрі тут існувало багато вулканів, продукти діяльності яких у вигляді лавових і туфових товщ добре збереглися. Вулканічні форми практично всі зруйновані процесами денудації. Одночасно з вулканічною діяльністю магма поступала в поверхневі шари земної кори, де утворювались пластові інтрузії (трапи) і дайки. Повільний рух чергувався з потужними виверженнями і вибухами, внаслідок яких утворились «вибухові трубки» - перспективні на алмази.

Трапи значно впливають на рельєф Середнього Сибіру. Щільні магматичні породи більш стійкі до розмивів за осадові. Тому виходи майже горизонтальних пластів інтрузій трапів створює характерну східчастість схилів. В поширенні типів трапового рельєфу є певна закономірність. Трапові тіла зосереджені в крупній тектонічній западині – Тунгузській синеклізі. В найбільш прогнутій частині синеклізи (райони плато Путорана і Сиверма) поширені переважно лавові та туфо-лавові покриви, які утворюють крупне лавове плато. На південь від них, в центральній частині Тунгузської синеклізи розвинуті туфові плато, які прорізані дайками трапів. На периферії синеклізи виділяється смуга власне трапових плато, де переважають різні види пластових інтрузій. Горизонтальні пласти діабазів і базальтів утворюють столові височини з крутими схилами. Нахилені пласти трапів створюють рельєф куест.

Середньосибірське плато представляє собою крупний геоблок, де виділяються більше і менше підняті ділянки. Більше підняті представлені височинами (плато, кряжами, масивами), менше підняті - зниженнями (задинамими).

В межах Середнього Сибіру виділяються кілька категорій крупних морфоструктур. *Морфоструктури древніх кристалічних масивів і кряжів* відзначаються ерозійним низькогірним і середньогірним рельєфом. Вони відрізняються окресленнями - Єнісейський кряж - лінійно-витягнутий, Анабарський масив - ізометричний. Єнісейський кряж відноситься до складчастої системи байкалід, а Анабарський масив складений архейськими кристалічними породами. В новий і новітній час вони активно піднімались і відбулось оновлення древніх і утворення нових розломів. Усть-Оленьокський масив менший по площі і складений древніми (докембрійськими) породами.

Широко розвинуті в Середньому Сибіру *плато* різних типів. Лавові плато характеризуються плоским рівнинними вершинами і глибокими долинами з крутими східчастими схилами. Це плато Путорану (1701 м) і його продовження – плато Сиверма. Траповим плато властиві різноманітні форми препарування трапових інтрузій на межиріччях, порожисті русла рік. Також виділяються Західне трапове і Ангари-Чунське плато. До Східних Саянів підходить Середньо ангарський траповий кряж, на перетині якого Ангарию розташована Братська ГЕС. Виділяються також Мархінсько-Вілюйське і Котуйське трапові плато. Плато, які складені осадовими породами палеозою, мають рівну, але нахилену поверхню, в яку врізається глибокі долини. Сюди відносяться частково трапове Оленьокське плато, а також Лено-Хатангзьке і Лено-Ангарське плато.

Негативні морфоструктури в межах Середнього Сибіру розвинуті менше, як позитивні. Це *задини*, які поділяються на дві категорії – внутрішні і крайові. До внутрішніх відносяться Єнісейська та Центрально тунгуська. Вони характеризуються рівнинним рельєфом і широкими

заболоченими долинами. Крайові западини приурочені до західної і південної окраїн Середньосибірського плато. Це При Єнісейська, Кансько-Рибінсько-Усольська, Іркутсько-Черемхівська і Передбайкальська западини. Вони незначні за площею, лінійно-витягнуті, зі згладженими вододілами, широкими долинами з внутрішніми дельтами.

Лено-Вілюйська (Центральоякутська) низовина також може бути віднесена до крайових западин Східно-Сибірської платформної рівнини. Долина річки Лени представляє довгу вісь низовини, а річки Вілюй - коротку. По краях низовини висоти становлять 350-450 м, які в долинах Лени та Вілюя знижуються до відміток 100-120 м. В структурному відношенні низовина неоднорідна. Частина її вдається затокою в Середньосибірське плато в межі Вілюйської синеклізи. Витягнута вздовж Лени смуга низовини, що огинають на заході Верхоянський хребет, відповідають передгірському (Передверхоянському) прогину. Рельєф Лено-Вілюйської низовини згладжений, зовнішньо одноманітний. Вздовж основних річок розвинутий акумулятивний рельєф, представлений широкими четвертинними терасами. По периферії низовини розвинуті пластові рівнини, сформовані на майже горизонтальних верствах осадових порід (крейди, юри). В рельєфі тут добре виражені локальні тектонічні підняття (антикліналі, соляні куполи).

Алданське плоскогір'я або Алданський щит – область виходів кристалічних порід архею. Сильно дислоковані, розбиті численними розломами і тріщинами, вони зрізані поверхнею древнього пенеплену. Для плоскогір'я характерні вирівняні східчасті межиріччя з останцями-горами і масивами відпрепарованих гранітних інтрузій, глибокі долини. Середні висоти плоскогір'я 700-1200 м (найвища 2246 м). Алданське плоскогір'я витягнуте в широтному напрямку, як і всі морфоструктурні елементи. Тут виділяються 3 широтні смуги: 1) північний схил Алданського щита, перекритий осадовими кембрійськими відкладами, представлений Лено-Алданським плато; 2) середня частина Алданського щита – найбільш піднята

в рельєфі, якій відповідають виходи кристалічних порід; 3) південний схил Алданського щита – передгірський прогин Станового хребта, заповнений юрськими вугленосним товщами, якими нині складено високе плато.



Алданське плоскогір'я (джерело: Google Earth).

Зона склепіння Алданського щита і його північний схил (Лено-Алданське плато) розділені скидово-флексурним уступом відносною висотою 100 м. Північна межа Лено-Алданського плато обмежена іншою флексуєю субширотного простягання, пов'язану з древнім розломом. Флексура виражена уступом висотою 200 м, що проходить вздовж правого берега Лени від гирла Олекми до гирла Ботоми. Крім широтних зон, в межах Алданського плоскогір'я виділяються також поперечні (меридіонального і північно-східного простягання) морфоструктурні зони. З заходу на схід тут виділяються субмеридіональні смуги – Чарсько-Олекминське плоскогір'я, Алдансько-Чульманська опущена зона, Тімптоно-Гонамська піднята зона, Алдансько-Тонкінська опущена зона, Верхньоучурська піднята зона. «Довжина хвилі» цих брилово-хвильових зон - 400-500 км.

В цілому морфоструктурний план Алданського щита визначається «граткою» широтних та субмеридіональних зон. На перетині зон піднять

різних напрямків утворюються «вузлові підняття», зон опускань – «вузлові западини».

Гратка морфоструктурних зон субмеридіонального та субширотного напрямків властива всій Східно-Сибірській платформі. Субмеридіональні «хвилі» пов'язані з морфоструктурою гірського обрамлення. Гребні їх відходять від «піднятих кутів» гірського поясу півдня Сибіру. Система субширотних піднять і опускань також добре розвинута, але більш чітко на півночі. Система ортогональних (широтно-довготних) піднять, розломів, тектонічних тріщин доповнюється діагональною (північний захід-північний схід).

За палеогеографічними даними впродовж палеозою і на початку мезозою (тріас-юра) в Середньому Сибіру переважав прямий рельєф. Накопичення трапів (кінець палеозою-початок юри) супроводжувалось опусканнями земної кори і затуханнями магматичних процесів в кінці тріасу і на початку юри. Підняття Путорану і інверсія Тунгузської синеклізи приходить на післятріасовий час. Етапи піднять і перебудови морфоструктури відмічаються поверхнями вирівнювання і уступами, що їх розділяють. Нині тут виділяють 4 поверхні вирівнювання - 4 великі сходина, які розділені уступами. Найвища сходина – 1 (1000-1500 м) включає плато Путорану. Вона складена майже горизонтального залягання лавовими покривами тріасового віку. Її оточує неширокою смугою 2 сходина (800-1000 м), яка за геологічною будовою нагадує першу, але менше розчленована. Обидві сходина оточені уступами. Сходина 3 (600-700 м) займає великі площі. Вона зрізає переважно палеозойські осадові породи, які прорвані інтрузіями трапів. Для неї характерні столові височини, гребеневі вододіли і останці, вузькі долини. 4 сходина (300-500 м) тягнеться широкою смугою з південного заходу на північний схід, до Лено-Вілюйської низовини. Рельєф її як у попередньої. Вік 2-4 поверхонь датується в інтервалі юра-неоген. Епохами тривалого вирівнювання тут були тріас-рання юра, пізня юра-

початок крейди, кінець крейди-палеоген-міоцен. Значні підняття, розчленування території і утворення уступів відбувались в юрський і крейдовий періоди, на межі міоцену і пліоцену, в четвертинний період. Тут також виділяють придолинну поверхню вирівнювання, ймовірно пліоценову, розташовану нижче 300 м.

На високих плато Середнього Сибіру добре зберігаються залишки древніх річкових долин. Вони поступаються глибиною сучасним річковим долинам і часто мають протилежні напрямки. Основною причиною складних перебудов річкової сітки Сибіру є нові і новітні тектонічні рухи. Значні перебудови спостерігаються в басейні Лени і інших річок. Так, в дочетвертинний час древня пра-Лена витікала з Байкалу. Перебудови зафіксовані і в нижній її частині. В мезозої базисом ерозії для річок Середнього Сибіру був Ангара-Вілюйський прогин. Через нього на північний схід проходила крупна річка, що приймала багато приток з півночі і півдня. Крім того, тут існував південний напрямок стоку. Підняття Середнього Сибіру привели до перетворення Ангара-Вілюйського прогину з області опускання та акумуляції в область підняття та розмиву. Річки, що текли на південь, змінили напрямки з меридіонального на північно-східний і широтний (Лена та її притоки). Північні річки (Нижня Тунгуска та інші) почали текти на північ, північний захід і захід, до Єнісею і в Північний Льодовитий океан. Перебудови річкової сітки Сибірської платформи почались в палеогені, а найбільш інтенсивно вони проходили між неогеном і четвертинним періодами. В результаті численних перехоплень виникли складні річкові долини, в яких чергуються древні меридіональні і геологічно більш молоді широтні ділянки. З кінця неогену і впродовж всього четвертинного періоду відбувались зміни планових окреслень, заглиблення річкових долин і утворення серії терас. В крупних долинах Середнього Сибіру (Лени, Єнісею, Ангари, Нижньої і Кам'яної Тунгусок) встановлено 8-10 терас.

З пліоцену в Середньому Сибіру почалось похолодання, встановились умови лісотундри. В ранньому плейстоцені ймовірно почала виникати вічна мерзлота, а на Таймирі утворився льодовиковий покрив. Достовірно зледеніння існувало в середньому плейстоцені. Найбільш поширені уявлення про покривний характер зледеніння і існуванні кількох центрів зледеніння. Зокрема, в епоху максимального (самарівського) зледеніння тут існували 3 льодовикових щита: Таймирсько-Північноземельський, Путоранський і Анабарський. В епоху максимального зледеніння вони зімкнулись в один льодовиковий покрив. Перед ним існувала перигляціальна зона, де панували арктична пустеля і тундра. Деякі дослідники вважають розміри зледеніння значно меншими: льодовики були відсутні на Путорані і Анабарі, існували лише гірсько-долинні і льодовики передгір'їв.

В напрямку з півночі на південь в межах області плато та плоскогір'їв Середнього Сибіру виділяються 3 морфоскульптурні зони: 1) сучасного зледеніння та перигляціальних ландшафтів; 2) древньольодовикової, кріогенної і ерозійної; 3) кріогенно-ерозійної. Перша зона розвинута на архіпелазі Північна Земля і на частині нагір'я Биранга. Решту території займають 2 і 3 зони, які межують приблизно по широті 62⁰ п. ш.

На Північній Землі льодовикові куполи і щити (залишки сартанського зледеніння) покривають близько половини площі. Інша половина є сучасною перигляціальною областю, яка включає прильодовикове плато, підвищену височину і терасовану приморську рівнину. В межах плато спостерігається вирівняний рельєф, зустрічаються валуни і морени. За межами плато поверхня розчленована ерозійними формами. Схожі риси морфоскульптури відзначаються і в східній частині нагір'я Биранга, де є долинні льодовики.

Зона древньольодовикової, кріогенної і ерозійної морфоскульптури охоплює західну частину нагір'я Биранга, Північно-Сибірську низовину і значну частину Середньосибірського плато. Тут виділяються підняті області – переважання ерозії, і відносних опускань з акумулятивним рельєфом. Ці

особливості дольодовикового рельєфу значно впливали на льодовикову морфоскульптуру і післяльодовиковий морфогенез. В межах Середнього Сибіру, на відміну від Західного Сибіру, переважають не акумулятивні, а екзараційні льодовикові форми рельєфу. В межах Путорану, Анабарського щита вони представлені трогами, улоговинами виорювання, друмлинами, баранячими лобами тощо. І тільки по периферії цих піднять зустрічаються льодовиково-акумулятивні форми (кінцеві морени, ками, ози). На Північно-Сибірській низовині переважають льодовиково-акумулятивні утворення.

Зона кріогенно-ерозійної морфоскульптури. Весь Середній Сибір - це область розвитку ерозійної морфоскульптури. За перигляціальних умов ерозійний рельєф тут трансформований у своєрідний тип розчленування – кріогенно-ерозійний. Доволі значні щільність і глибина розчленування поверхні Середнього Сибіру зумовили широкий розвиток схилів зі специфічними схиловими процесами. Основними тут є процеси масового повільного сповзання корінних порід елювію під дією сили ваги, зміни вологості і температури. Швидше рухаються кам'яні річки – куруми, розвинуті по крутим схилам трапових масивів. Також тут часто розвинуті процеси відсідання крупних блоків порід на схилах, пов'язані з тріщинуватістю твердих порід (вапняків, трапів), які підстеляють м'які пластичні породи (глини, мергелі). Для більш пологих схилів в північних районах Середнього Сибіру досить характерні численні дрібні борозни – делі. Зустрічаються тут також форми древнього і сучасного карсту, які часто поєднані з ерозійними формами рельєфу. Нині карстові процеси з-за кліматичних умов протікають менш активно, як в минулі епохи більш теплого і вологого клімату. В межах Північно-Сибірської, Лено-Вілюйської низовин, інших місцях розвинуті термокарстові процеси, пов'язані з сезонною динамікою розвинутої тут вічної мерзлоти. Проявами їх є горбисто-западинний рельєф, численні озера, аласи, булгуняхі. Місцями зустрічаються древні еолові форми рельєфу (дюни, тукулани), пов'язані з епохою плейстоценової льодяної пустелі.

3.1.3. Гори півдня Сибіру.

Пояс гір півдня Сибіру витягнутий в широтному (схід-північний схід) напрямку більш як на 3, 5 тисяч км. В орографії і морфоструктурі Південно-Сибірського гірського поясу існує певна симетрія будови. Віссю симетрії є меридіональна смуга 105-107⁰, яку називають «Байкальським швом». Тут відбувається зниження висот або повне виклинювання гірських хребтів (Хангаїнського хребта, Монгольського Алтаю), знаходяться западини (зокрема древня олігоценова частина Байкалу).

«Вісь симетрії» розділяє 2 великі геоблоки: Алтайсько-Саянський (на заході) і Байкальсько-Становий (на сході). Алтайсько-Саянський геоблок включає Алтай, Західні Саяни, Східні Саяни, Тувинське нагір'я, Байкальсько-Становий – Байкальську гірську область (гори Прибайкалля та Забайкалля), Північно-Байкальське нагір'я, Патомське, Станове нагір'я, Становий хребет. Західний геоблок простягнувся по широті на 1,5 тис. км, східний – на 2 тис. км. Західний геоблок має висоти до 4 - 4,5 км, східний – 2,5 - 3 км. В плані обидва геоблоки представляють собою неправильні багатокутники типу ромбів. В окресленнях їх північних меж виділяються морфоструктури піднятих кутів. В західному геоблоку піднятий кут утворюється на стику Західного і Східного Саянів, а на його продовженні лежить підняття Путорану. В східному геоблоку піднятий кут відмічений колінчатим вигином ріки Лени, що обмежує Патомське нагір'я. На його продовженні розташоване Анабарське підняття. Саянський і Патомський підняті кути розташовані на відстані приблизно 1000 км. Алтайсько-Саянський геоблок також зміщений відносно Байкальсько-Станового на південь. Значення Байкальського шову як осі симетрії гірського поясу півдня Сибіру проявляється у напрямках гірських хребтів. Біля 105-107⁰ меридіанів хребти розташовані віялоподібно, причому західний (Алтайсько-Саянський) і східний (Байкальсько-Становий)

геоблоки представляють собою як би дві половини віяла. В західному геоблоку хребти витягнуті переважно на північний захід, а в східному – на північний схід. Широтний хребет Хамар-Дабан з'єднує обидві половини віяла. На західному і східному закінченнях гірського поясу півдні Сибіру хребти мають широтне простягання.

Алтайсько-Саянський геоблок. Крайній північно-західний кут цього геоблоку займає гірська країна Гірський Алтай. На півночі і заході Гірський Алтай уступом здіймається над Західно-Сибірською рівниною, на півдні він підходить до Монгольського Алтаю, а на сході – до Західного Саяну.

Найбільші висоти Гірського Алтаю спостерігаються біля південного кордону Росії. Хребти тут розташовані віялоподібно. На півдні вони мають широтне простягання. В середній частині цього гірського вузла хребти починають відхилятися на північ, стають захід-північно-західними. Тут знаходяться найбільші хребти (Катунський, Теректинський, Курайський) і найвища вершина (г. Білуха – 4506 м). В східній частині гірського вузла, біля західного Саяну, хребти мають північно-західний і меридіональний напрямки, а висоти їх зменшуються (Чулишманський, Шапшальський хребти). В центральній частині на морфогенез гірських хребтів впливали зледеніння і тут розвинуті альпійські форми рельєфу.

Інший рельєф мають хребти розташовані на північ і захід від центрального гірського вузла. Вони нижчі (не більше 2-2,5 км), в основному середньовисотні з плоскими вершинами – залишками древньої поверхні вирівнювання. Альпійських форм тут немає. Та схили хребтів круті і глибоко розчленовані ерозією, що більш характерно для відроджених гір. Хребти і масиви периферичної частини Алтаю за напрямками нерідко продовжують хребти центрального гірського вузла і також утворюють «віяло».



Західні Саяни (джерело: Google Earth).

Для Алтаю, як і всього Південно-Сибірського гірського поясу характерні крупні міжгірні тектонічні улоговини, що мають місцеву назву степів – Чуйський степ, Курайська, Абайська та інші степи. На Алтаї більше 3 тисяч озер (Телецьке, Джулукуль, Маркаколь інші), які розташовані в тектонічних западинах.

Від Шапшальського хребта Алтаю майже під прямим кутом відходять Західні Саяни. Від місця їх стику хребти знижуються – на Абаканському хребті висоти до 1984 м, його продовженні – Кузнецькому Алатау 2178 м, а з іншого боку, на Салаїрському кряжі - 621 м.

Салаїрський кряж - це височина з майже рівною поверхнею. Він складений метаморфізованими товщами вапняків, піщаників, сланців, гранітами. Кряж витягнутий на північний захід. Він є продовженням Чулишманського хребту Алтаю. Кряж асиметричний: його північно-східний схил, обернений до Кузнецької западини, більш крутий за протилежний.



Алтай (джерело: Google Earth).

Кузнецький Алатау – це гірська країна, що нагадує плоскогір'я з середніми висотами 400-800 м, над яким висяються окремі хребти, пасма і масиви. Він, як і Салаїрський кряж, асиметричний: круто піднімається над Кузнецькою улоговиною на заході і більш полого знижується до Чулимо-Єнісейської та Мінусинської улоговин на сході. Кузнецький Алатау поступово знижується на північ, до Західної-Сибірської рівнини. На півдні, на межі з Абаканським хребтом і Гірською Шорією, висоти становлять 1,5-2 км, а на півночі знижуються до 1 км. На крайньому півночі висоти не перевищують 300-500 м. Тут Кузнецький Алатау стає північно-західним.

Кузнецька улоговина розташована між Салаїрським кряжем і Кузнецьким Алатау. Висота її поверхні 150-400 м. Хребти, що її оточують, обриваються до неї крутими уступами. Над днищами улоговин піднімаються невисокі широтного простягання кряжі.

Західні Саяни представляють собою гірську систему, витягнуту на 650 км на схід - північний схід. Вони представляють собою систему відносно вузьких хребтів, які розділені глибокими річковими долинами і міжгірськими улоговинами. В західній частині системи розташований Саянський хребет- її

головний вододільний хребет системи з висотами 2,8-3 км (найвища вершина Кизил-Тайга, 3121 м). Східніше Єнісею, який проривається через Західні Саяни вузьким каньйоном з порогами, вододільний хребет знижується до 2 км, а далі знову підвищується в напрямку гірського вузла де стикаються Західні і Східні Саяни. Від головного хребта відходять дві гілки. Північна гілка включає хребти Кантегірський (2485 м), Джебашський (2510 м), Борус (2318 м), Ойський. Південна гілка складається з Хемчікського, Куртушибінського (2492 м), Уюкського хребтів. Ці хребти оточують Усинську та Турано-Уюкську міжгірські западини.

Через Західні Саяни проходить меридіональна лінія (приблизно 92°), до якої приурочені Чулимо-Єнісейська, Мінусинська, Західно-Тувинська міжгірські западини. Остання западина на півдні обмежена хребтом Танну-Ола. За ним розташована Убсу-Нурська улоговина. Усі западини приурочені до мезо-кайнозойського прогину, який накладений на основні орографічні елементи системи, які успадковують структуру каледонської складчастої зони. До прогину приурочена і ділянка прориву Єнісею через Саянський хребет.

Східні Саяни відзначаються складною орографією. На стику з Західними Саянами тут розташований Казирський гірський вузол, де розвинутий альпійський рельєф з висотами 2922 і 2875 м. Східні Саяни простягаються на південний схід і північний захід. Північно-західній частині характерне гілкування морфоструктур «піднятих кутів» для орогенічних зон. В північно-західній гілці (хребти Крижина, Канське Білогір'я, Манське Білогір'я) при віддаленні від Казирського вузла висоти швидко знижуються і до Єнісею відроги Східних Саянів підходять з висотами не більше 876 м і мають вид плосковерхих масивів і низькогір'їв.

У протилежному напрямку від Казирського вузла, на північний схід, висоти Східних Саянів збільшуються. Східні Саяни складаються тут з двох паралельних ланцюгів – Удинського хребта і основного вододільного хребта

– Ергек-Даргак-Тайга. Від витоків Хамсари Східні Саяни набувають меридіонального напрямку і їх висоти зростають (3044 м – пік Топографів). Цей відрізок Східних Саянів продовжується на території Монголії, де розділяє Дархатську і Бус-Белінську западини.

Південніше перевалу Монгол-Дабан, що розділяє басейни Оки та Єнісею, Східні Саяни знову мають схід-південно-східний напрямок. Від розташованого тут гірського вузла Мунку-Сардик (3491 м) відходять Тункінські (3284 м), Кітойські (3215 м) і Бельські гольці (2763 м). Між вододільним хребтом Східних Саянів, гірським вузлом Мунку-Сардик і Бельськими гольцями розташоване Окінське плоскогір'я, яке підняте на висоту 1,5-2 км. Для вододільного хребту Східних Саянів майже всюди властивий альпійський тип рельєфу.

На південь від вододільних хребтів Західних і Східних Саянів розташоване *Тувинське* або *Саянсько-Тувинське нагір'я*, яке має досить просту будову. Хребет академіка Обручева розділяє нагір'я на дві улоговини – Тоджинську (на півночі) і Тувинську (на півдні). *Хребет академіка Обручева* складається з кількох гірських груп висотою 2,5-3 км. Ця складна гірська система є вододілом між Бій-Хемом і Каа-Хемом (Великим і Малим Єнісеєм). На сході хребет академіка Обручева поєднується з Вододільним хребтом Східних Саянів, на заході – з Західними Саянами. *Тоджинська улоговина* охоплює територію між Саянами і хребтом академіка Обручева. На схід від неї розташоване складної орографії Бій-Хемське нагір'я, східна частина якого підходить до Східних Саянів і має висоту 2,8-3 км. Західніше виділяються ще дві сходини висотою 2,5-2,6 км і 2-2,2 км. Поверхня більш високої сходини зрізає дислоковані осадові та метаморфічні породи, нерівна. Нижча сходина має більш рівний рельєф, характерний для четвертинних базальтових лав. Над ними піднімаються як столові гори четвертинні вулкани (Дербі-Тайга, Шивіт). На південь від хребта академіка Обручева розташована *Тувинська улоговина*, в центрі якої зливаються Бій-

Хем і Каа-Хем і починається Верхній Єнісей (Улуг-Хем). Східна частина улоговини має більше горський рельєф, а на решті її території - степ.



Тива (джерело: Google Earth).

В межах Саянсько-Тувинського нагір'я і західної частини Алтайсько-Саянського геоблоку проявляються брилово-хвиляві морфоструктури меридіонального простягання, які чітко виражені в районі озера Хубсугул.

Байкальсько-Становий геоблок. Деякі дослідники вважають, що *гори Прибайкалля* становлять одне ціле зі Східними Саянами, оскільки також відносяться до поясу байкалід. Між ними існує і орографічний зв'язок (хребет Хамар-Дабан). Але, більшість дослідників, розглядають їх окремо. Можливий орографічний зв'язок між ними у минулому майже втрачений.

До гірської області Прибайкалля відноситься територія, що прилягає до озера Байкал з заходу і сходу. На західному узбережжі озера виділяються Приморський хребет (1728 м) і Байкальський хребет (2572 м). На схід від Байкалу розташовані хребти Хамар-Дабан (2304 м), Улан-Бургаси (2049 м), Баргузинський (2840 м), Ікатський (2573 м). Всі хребти мають основний північно-західний напрямок простягання.



Станове нагір'я (джерело: Google Earth).

Орографічними стрижнями Прибайкалля вважаються не хребти, а міжгірські западини. Три найглибші з них заповнені озером Байкалом. Південна западина простягається від південного кінця озера і до дельти р. Селенги. Середня (центральна) частина розташована між Селенгою і підводним порогом в районі півострову Святий Ніс. Тут встановлена найбільша глибина озера – 1620 м. Північна западина найменш глибока і розташована між півостровом Святий Ніс і північним кінцем озера.

Для Прибайкалля характерні міжгірські улоговини, які називаються «степами». Вони оточені гірською тайгою. Це - Тункінська, Баргузинська, Верхньоангарська, Майська, Чарська улоговини.

Продовженням гірської області Прибайкалля є *Станове нагір'я*. Основними орографічними елементами Станового є, оточені хребтами, западини байкальського типу (Верхньо Муйська, Муяканська, Майська, Чарська, Верхньокаларська).

Хребти Станового нагір'я розташовані кулісо подібно під деяким кутом до основної осі нагір'я. Північно-Муйський і Кодарський хребти утворюють одне ціле. Їх прориває долини ріки Вітім. Хребти різко

здіймаються над западинами на висоту до 2 км. Тут розвинутий альпійський тип рельєфу, характерний для Південно-Муйського хребта в районі Муйської западини. Хребет Удокан має східчасту будову. В східній частині його розвинуті куполоподібні форми і плоскі поверхні базальтових покривів, центральній - вулканічні форми, західній – альпійський рельєф. Всі хребти Станового нагір'я (крім Удоканського) мають різко асиметричну будову.

За р. Ольокма Станове нагір'я продовжується широтного простягання Становим хребтом, де проходить вододіл між басейнами рік Північного Льодовитого та Тихого океанів. Становий хребет складається з 2 паралельних ланцюгів – північного і південного. Хребет обривається уступом вбік Алданського плоскогір'я. Середня висота хребта біля 1,5 км. В західній частині Станового хребта переважають масивні вершини, в східній – альпійський рельєф. Западини байкальського типу відсутні. У верхів'ях р. Учур Становий хребет переходить в хребет Джугджур. Разом вони представляють єдине морфоструктурне підняття.

На північ від основного масиву Байкальсько-Станового геоблоку, представленого горами Прибайкалля, Становим нагір'ям і Становим хребтом розташоване Вітімсько-Патомське (Патомське) нагір'я. В плані нагір'я має форму правильного овалу, в центрі якого поверхня відносно опущена. Нагір'я ускладнюють поодинокі масиви і хребти з відносно не контрастним рельєфом. Між Вітімсько-Патомським і Становим нагір'ям розташоване Північно-Байкальське нагір'я. Деякі дослідники виділяють єдине Байкало-Патомське нагір'я.

Для Забайкалля властиве чергування низьких і середніх хребтів і витягнутих на північний схід і схід-північний схід улоговин. В гірській області Забайкальських Середніх гір і плоскогір'їв виділяються Селенгінське, Яблоново-Черське, Чікой-Інгодинське, Ольокминське, Пришилкінське середньогір'я. На схемах орографії Прибайкалля і Забайкалля нині менше значення відводиться Яблуневому і Борщівському хребтам.

Стосовно походження рельєфу Південно-Сибірського гірського поясу існують 2 точки зору. В цьому основна роль належить: 1) диз'юнктивним дислокаціям, які порушили древній пенеплен і утворили горсти (хребти) і грабени (западини); 2) складчастим (хвиловим) деформаціям, якими утворені хребти (розмиті антикліналі) і западини (синкліналі). Існує думка, що западини Забайкалля - це складні морфоструктури, які утворені складчастими деформаціями і розривними дислокаціями. Дані свідчать, що у формуванні рельєфу спочатку основну роль відігравали пологі складки (склепіння), до яких в новітній час додалися переміщення тектонічних блоків по розломам.

Важливим питанням є співвідношення блокових морфоструктур, утворених в мезозої-кайнозої, і древніх (домезозойських) геологічних структур. Встановлено, що їх структурні плани співпадають за напрямками, але контури гірських хребтів і древніх структурних форм співпадають не часто. Вони найбільше співпадають в Забайкаллі. В Східних Саянах, Прибайкаллі, Північно-Байкальському і Становому нагір'ях вони частково співпадають. Тут часто спостерігається і повна інверсія рельєфу і широко розвинуті гетерогенні морфоструктури.

У формуванні морфоструктури Південно-Сибірського гірського поясу важливу роль відігравали розломи, зокрема глибинні (Байкальський, Тункінський). Багато розломів є древні, омолоджені в новий і новітній час. З їх активізацією пов'язано утворення западин, зокрема внутрішніх гірських западин байкальського типу. Вони глибокі, асиметричні, лінійні, оточені горами. Міжгірські западини забайкальського типу менш глибокі, лінійно витягнуті, поступово переходять в передгір'я. Вони також менш асиметричні. Виділяються також залишкові западини, які успадковані від до орогенічного етапу розвитку. Вони широкі, не мають чіткої лінійності, асиметрії схилів, зі зниженнями і острівними горами у їх днищах. Також, розвинуті крайові або

передгірські западини, які мають гірське обрамлення лише з одної сторони і більш лінійні.

На прикладі території Південного Сибіру і Монголії М. О. Флоренсов виділив 2 різних кінематичних типів утворення зовні схожих гір - гобійський і байкальський. Гобійський тип полягає у повільному скупчуванні лінійних позитивних морфоструктур, що супроводжується виникненням повздовжніх розломів, по яким піднімались, як клини, гірські масиви. Байкальський тип представляє собою швидке розширення і заглиблення лінійних западин, розташованих на пологих склепіннях та їх перетворення на ріфтові морфоструктури. Це розширення западин супроводжувалось поглинанням гір. В гобійському типі міжгірські западини стискаються хребтами, які ростуть у висоту і ширину.

На морфоструктуру гір півдня Сибіру впливали також і загально планетарні чинники. Зокрема на це вказують меридіональні брилові-хвильові морфоструктури і системи меридіонально-широтних і діагональних розломів.

Гори півдня Сибіру неодноразово глибоко розмивались процесами ерозії, що вело до майже повного вирівнювання рельєфу. Важлива роль тут належить ранньомезозойському пенеплену. В кінці палеозою на території півдня Сибіру встановився платформний режим і почалось формування обширної поверхні вирівнювання, яке завершилось в кінці тріасу, коли тут були сформовані потужні каолінові кори вивітрювання.

В юрському періоді почався етап мезо-кайнозойської тектонічної активізації і формування сучасної морфоструктури. Утворені в кінці юри-початку крейди морфоструктури в наступному продовжують розвиватись, зберігаючи основний орографічний план.

В юрському періоді завершилось і формування полігенетичної денудаційно-аккумулятивної поверхні вирівнювання, яка стала вихідною для сучасного рельєфу. З деформацією її і більш молодих поверхонь пов'язано

утворення сучасних хребтів і западин. Упродовж крейдового періоду неодноразово відбулись її деформації тектонічними процесами. Наступний тривалий етап денудаційного вирівнювання охопив пізню крейду і палеоген, який змінився етапом неотектонічної (неоген-четвертинної) активізації. Неотектонічні рухи значно більш інтенсивні мезозойсько-палеогенових, але практично не змінили загальний орографічний план.

Нині переважає точка зору про існування в горах Сибіру «драбини» різновікових поверхонь вирівнювання. Так, на Алтаї виділяють 3 поверхні вирівнювання (найдавніша з них мезозойсько-палеогенова). В межах Саянсько-Тувинського нагір'я виділяють високу мезозойсько-третинну поверхню вирівнювання (перекриту покривами базальтів) і розташовану нижче її неогенову денудаційну поверхню. В Байкальській гірській області виділяють 3 різновікові пенеплени (допізньоюрський, крейдовий, міоцен-пліоценовий), Забайкаллі - 4 поверхні вирівнювання (пізньоюрська, ранньокрейдова, пізньокрейдково-палеогенова і неоген-плейстоценова).

Складність у встановленні віку поверхонь вирівнювання ускладнює і встановлення віку морфоструктур та проявлення вулканізму. Ця територія відноситься до великої за площею внутрішньої континентальної вулканічної області, якій властивий молодий вулканізм. Тут виділяють найбільш давній міоценовий (можливо пліоценовий) вулканізм, а також вулканічні виливи в ранньо-середньоплейстоценовий (основні) і післяльодовиковий час.

Річкова сітка гір півдня Сибіру, як і крупні форми рельєфу, має мезозойський вік. В основному, вона успадковує крейдовий, палеогеновий і неогеновий плани. В сучасних долинах річок зберігаються олігоценові і неоген-четвертинні тераси. Значні перебудови сучасної річкової сітки і кардинальні зміни напрямків стоку (зокрема в Монголію) нині заперечуються. Сучасна гідросітка Забайкалля ймовірно древніша за основні форми рельєфу – хребти і западини. Вона закладалась під час існування тут древнього пенеплену. По мірі підняття і деформацій останнього річки

заглиблювали долини, в яких зберігались напрямки течії. Так утворювались антецендентні долини в гірських хребтах. В річкових долинах різних гірських районів спостерігається неоднакова кількість терас (найбільше їх в Алтаї - до 30 терас).

Швидке підняття гірських хребтів в новітній час привело до розвитку потужного зледеніння в горах півдня Сибіру. Дискусійним є питання щодо покривного або долинного типів зледеніння. Нині переважає думка, що воно було покривним (або напівпокривним), що визначалось особливостями морфоструктури відроджених гір, зокрема значним розвитком тут поверхонь вирівнювання. В історії зледеніння Південного Сибіру виділяють декілька фаз. Більшість дослідників відносять перше зледеніння гір Півдня Сибіру до середнього плейстоцену, яке було максимальним і покривним. В Східних Саянах, Туві від покривів відходили долинні льодовики. У міжльодовіков'я гори піднімались. Це супроводжувалось глибокими ерозійними врізами і базальтовими виливами. Це сприяло новому зледенінню. Останнє, пізньоплейстоценове зледеніння, було меншим за площею, але краще збереглись форми рельєфу і відклади. Виділяють 2 групи льодовиково-екзараційних форм: 1) альпійські (кари, карові драбини, трогові долини), утворені каровими і долинними льодовиками; 2) скандинавські, утворені льодовиками покривного типу, представлені баранячими лобами, кучерявими скелями, екзараційними пасмами, ложбинами, улоговинами. Таким чином, альпійські форми утворювались внаслідок розчленування рельєфу, скандинавські – згладжування покривним льодовиком. У їх розподілі також проявились особливості морфоструктури. На початку льодовикової епохи переважало покривне зледеніння. Але, по мірі підняття гір і розчленування поверхні, почали переважати альпійські форми, які переважають в сучасній морфоскульптурі багатьох хребтів. На розташування льодовиків впливали висота гір і напрямки хребтів. Найбільшими були зледеніння на хребтах меридіонального простягання, які перехоплювали вологу, що переносилися

західні вітри. У внутрішніх районах спостерігався дефіцит вологи і тут льодовиків часто не було.

Для морфоскульптури і сучасних екзогенних процесів в Південно-Сибірського гірського поясу властива вертикальна поясність. В горах чітко виділяються 3 пояси: 1) *гляціально-нівальний* (на висоті вище 2850-3000 м); 2) *морозно-соліфлюкційний* або *перигляціальний* (на висоті 2000-3000 м); 3) *ерозійно-аккумулятивний* (на висоті 1600-2300 м). Межі поясів поступові. 1 і 2 пояси розділені сніговою лінією, 2 і 3 - зоною лісів. В гляціально-нівальному поясі активно проходять гляціальні і нівально-гляціальні процеси денудації і розвинуті їх форми рельєфу. В перигляціальному поясі розвинута тундра. Тут зберігається горбисто-моренний рельєф останнього зледеніння, який переробляється сучасному талими водами льодовиків і гравітаційно-соліфлюкційними процесами. В нижньому, ерозійно-аккумулятивному, поясі розвинуті чагарникова тундра, тайга і степ. Тут переважають флювіальні процеси і зменшується значення соліфлюкції.

3.1.4. Гори і нагір'я Північного Сходу Азії.

Ця велика за площею територія включає Верхоянську гірську систему, нагір'я Черського, плоскогір'я і низовини узбережжя Північного Льодовитого океану, Колимське, Чукотське (Анадирське) нагір'я, Юкагирське плоскогір'я. Колимо-Чукотська морфоструктурна область відділяється від Курило-Камчатської пониженнями, які тягнуться від Анадирської затоки до Пенжинської губи. Приколимський глибинний розлом або шов (152⁰ с. д) відділяє її від Верхоянської гірської системи і нагір'я Черського. По різні сторони від Приколимського шову основні гірські споруди орієнтовані в протилежних напрямках. На захід від шову хребти мають південно-східний напрямок (Верхоянський, Черського), а на схід від

нього основні орографічні елементи (Колимське, Корякське нагір'я) мають південно-західний напрямок. У смузі шову спостерігається торцеве зчленування хребтів. Приколимський шов розділяє різні типи складчастості: на захід від нього переважають лінійні складки, на схід - брахіморфні (сундучні) складки, куполовидні підняття і западини. Кайнозойський вулканізм тут більше проявлявся на схід від Приколимського шову. Приколимський шов виражений в будові земної кори: на захід від нього зростає потужність земної кори, сейсмічність і висота земної поверхні. Приколимський шов - планетарна структура земної кори, яка існує з рифею.

Нагір'я Черського - це складна гірська система, яка складається з окремих хребтів, ланцюгів, плоскогір'їв. Нагір'я має загальний південно-східний напрямок і складається з двох основних ланцюгів – Сергія Обручева та Білібіна, розділених складною Момо-Селеняхською западиною. Ланцюг Сергія Обручева (на картах – це хребет Черського) (3147 м) складається з кулісоподібно розташованих хребтів шириною 50 - 250 км. Ланцюг тягнеться від правих приток р. Яни на південний схід через середню течію р. Індігірки і до верхів'їв р. Колими. Ланцюг Білібіна (Момський хребет) складається з різних за розмірами і висотою хребтами і пасмами, які розташовані кулісоподібно. Висота його досягає 2600 м.

Морфоструктура нагір'я Черського складчасто-брилова: в ланцюгу Сергія Черського переважають прямі співвідношення рельєфу і структури (хребти-антиклінорії, горсти-антиклінорії); в ланцюгу Білібіна – ці співвідношення більш складні. Нагір'я Черського ймовірно входить в планетарну систему серединно-океанічних хребтів. Продовження підводного хребта Гаккеля (Північно-Льодовитий океан) Момо-Селеняхська западина, простягається майже на 1 тисячу км і розділяє хребти Сергія Обручева і Білібіна. Вона обмежена розломами, ускладнена грабенами. Для неї властиві четвертинний вулканізм, контрастні неотектонічні рухи, сильні землетруси.

Верхоянський ланцюг (гірська система) простягається від дельти Лени на південь і далі на схід, розділяє басейни Лени і Яни. Він складається з хребтів – Хараулахського (1429 м), Орулганського (2389 м), Скелястого (2017 м), які сліднують один за одним і утворюють єдину гірську споруду. Хребти відповідають склепінню антиклінальної зони, тобто є прямими морфоструктурами. Верхоянський ланцюг має асиметричну будову: крутий західний і пологий східний схили. Розломи не мають великої ролі: Верхоянський ланцюг - це складчасте середньогір'я.

На півдні Верхоянський ланцюг розділяється на хребти Сетте-Дабан і Сунтар-Хаята. Тут розташовані найвищі відмітки системи (2959 м). В хребті Сетте-Дабан проявляється структура, літологічний склад порід, а на розвиток різко розчленованого рельєфу хребта Сунтар-Хаята складчаста структура впливала мало. Це результат глибокого ерозійного розмиву геологічного субстрату, що властиво поясу мезозойської складчастості.

Присутність в геологічній структурі Колимського, Омолонського, Оймякон-Охотського, Новосибірського, Тайгоносського, Чукотського і інших хребтів серединних масивів зумовило переважання складчасто-брилової морфоструктури, представленої широко розвинутими нагір'ями.

Складчасто-брилові нагір'я переважають в усій Колимо-Чукотській області і в приграничній зоні Приколимського шову. Внутрішні і крайові частини древнього Колимського масиву по різному проявили себе в мезокайнозої. Внутрішня частина піднімалась повільно і тут утворились плоскогір'я (Алазейське, Юкагирське інші), крайові (південний захід і південний схід) відзначались значною тектонічною активізацією, виникненням розломів, різкими підняттями – утворились нагір'я Черського і Колимське.

Колимське нагір'я – крупне склепіннієво-брилове морфоструктурне підняття з переважно середньо гірським рельєфом. Нагір'я ускладнено

відносно невеликими хребтами, орієнтованими поперек основній осі нагір'я. Це виражені в рельєфі брахіантиклінальні підняття, ускладнені розломами. Підняття розділені пониженнями, вираженими в рельєфі міжгірськими западинами і плато. Западина, в якій розташовані верхів'я р. Великий Анюй, оточена плейстоценовими вулканами.

Чукотське нагір'я. Його основу складає обширне склепінієве підняття в структурі якого проявляються північно-західне і північно-східне простягання.



Чукотка (джерело: Google Earth).

Вздовж південної границі мезозойд, на межі Охотського моря і Коряксько-Камчатської складчастої області, простягається Охотсько-Чаунський тектоно-магматичний пояс вулканічних гір. В крейдовий період тут відбувались потужні вулканічні виверження та виливи лави. В новітній час ця зона відрізняються контрастними диференційованими тектонічними рухами. Північний край поясу мезозойд Північного Сходу Азії обернений до Північно-Льодовитого океану пологий і поступово переходить в шельф. Тут

переважають невисокі кряжі, плато, рівнини, обширні низовини (Яно-Індігирська, Індігирська, Колимська) висотою 50-100 м.

Східно-Сибірська низовина розташована на нерівномірно опущених блоках Колимського і Новосибірського серединних масивів. Тут і досі продовжуються опускання і площа низовини розширюється у південному напрямку. Східно-Сибірська низовина з півдня оточена великою дугою гір, які вважаються основними елементами новітньої тектоніки Північного Сходу Азії. Тут проявляються молоді опускання і підняття. Для мезозойд території характерні невеликі амплітуди і контрастність новітніх рухів.

З кінця пізньої юри територія Північного Сходу Азії розвивалась в континентальних умовах. За цей період вона пережила 3 цикли розвитку морфогенезу. Перший цикл відбувався з кінця пізньої юри до середини олігоцену. До кінця пізньої крейди відбувався висхідний розвиток рельєфу і чітко проявились основні морфоструктурні елементи території. З кінця крейди і до середини олігоцену відбувався низхідний розвиток. В цей час гороутворення практично не відбувалось і переважали умови, схожі на платформні, коли тільки намітились основні риси сучасного рельєфу.

Етап новітніх рухів і інтенсивного гороутворення почався в пізньому олігоцені і досі триває. Цей етап включає другий і третій цикли розвитку. Фаза висхідного руху тривала до пізнього міоцену. Розмах тектонічних рухів на нагір'ях перевищував 400-500 м, а на хребтах Білібіна та Сергія Обручева 1-1,2 км. За цих умов відбулось різке омолодження рельєфу, перед тим частково вирівняного. В пізньоміоцен-середньопліоценовий час відбулось ослаблення неотектонічних рухів і почалась фаза низхідного розвитку другого циклу. З цією фазою пов'язано загальне ослаблення контрастів рельєфу і часткове вирівнювання поверхні, що охопило здебільшого низькі гірські ланцюги, долини і придолинні ділянки.

Третій цикл розвитку почався в пізньому пліоцені і є незавершеним. Досі триває фаза висхідного розвитку рельєфу. Пізньопліоцен-четвертинна фаза новітніх рухів привела до загального підняття території, диференціації рухів окремих хребтів і западин.

Релікти древнього вирівняного рельєфу на Північному Сході Сибіру місцями виражені досить чітко. Нині переважає думка, що тут в горах зберігаються фрагменти не єдиного древнього пенеплену, а 4 різновікових поверхонь вирівнювання.

Крупні гірські ланцюги це зазвичай і головні вододіли території, а крупні тектонічні депресії займають довгі ділянки річкових долин. Однак для області мезозойської складчастості, досить характерні випадки неповної відповідності гідрографічної сітки і морфоструктури і навіть їх повного неспівпадіння. Ще впродовж другого циклу напрямки річок співпадали з морфоструктурами: річкові долини розташовувались у внутрішніх гірських западинах. Гідрографічні перебудови відбулись в третій (пліоцен-четвертинний) цикл, що охоплює час від початку активізації новітніх рухів у пізньому пліоцені і закінчуючи пізньочетвертинним міжльодовиків'ям. Пізньочетвертинні долинні льодовики були пристосовані до нової річкової сітки, утвореної завдяки численним перехватам, проривам, антецендентним врізанням. Внаслідок проявлення диференційованих рухів земної кори система Пра-Яни розпалась і виникли сучасні Яна, Індігірка і Коліма. Вони відзначаються складною і високою драбиною терас. В басейні Коліми розвинуто 12-13 терас. В долині Індігірки 9 терас. Вік найвищої - це час з пізнього пліоцену до першого (середньочетвертинного) зледеніння. Висота її 400-500 м. Дольодовиковими (ранньочетвертинними) вважаються тераси висотою 300-350 і 200-250 м. Значна висота яких свідчить про інтенсивне підняття території за четвертинний час. В першій половині середньо-четвертинного часу висота терас була ще більшою, як в сучасну епоху. В цей час підсилилась глибинна ерозія річок. Днища рік дольодовикового віку

розташовані нижче сучасного рівня на 50-70 м. Дольодовиковий алювій перекритий відкладами середньо четвертинного зледеніння. В середньо четвертинні тераси врізані молоді тераси міжльодовикових, льодовикових і післяльодовикових епох. Голоценові тераси розташовані на висоті 20-30 м.

Епоха древнього зледеніння наклала своєрідний відбиток на рельєф Північного Сходу Азії. Цей вплив був значним, але не прямим. Загальне похолодання і збільшення континентальності клімату привели до утворення вічної мерзлоти або «підземного зледеніння» і далі впливає на морфогенез цієї території. Вплив четвертинних льодовиків на розвиток рельєфу Північного Сходу Азії був невеликий у зв'язку з значною континентальністю клімату. Льодовики виникали тільки в зонах високих і менше середніх гір. В середньочетвертинний час, коли гори стали вище, виникли сприятливі умови для розвитку ельгінського зледеніння. Гірські зледеніння виникали і в пізньочетвертинний час. Льодовики не здійснювали сильної екзарації рельєфу і тому льодовиково-аккумулятивні форми тут розвинуті мало.

На Північному Сході Азії переважає зона кріогенно-флювіальної морфоскульптури. Вона простягається від узбережжя Північного Льодовитого океану і до південної межі поширення потужних товщ вічної мерзлоти. Сучасні форми рельєфу вічної мерзлоти накладаються на раніше утворені флювіальні форми рельєфу. Для гір характерні гольцеві ландшафти, рівнини – термокарстові. Гольцеві ландшафти представлені покривами кам'яних рік, курумів, соліфлюкційних терас, які успадковані з льодовикового періоду, але активно розвиваються в сучасну епоху. Кріогенні форми переважають над льодовиковими. Останні широко розвинуті тільки у високогір'ї. Для гір Північного Сходу Азії також характерні великі наледі (тарини), товщина яких досягає 10 м, а протяжність більше 25 км. На Східно-Сибірській низовині розвинуті термокарстові озерні ландшафти.

Контрольні запитання і завдання

1. Покажіть на карті орографічні елементи Західно-Сибірської рівнини.
2. Які особливості морфоструктури Західно-Сибірської рівнини?
3. Дайте характеристику пліоцен-четвертинних етапів розвитку Західно-Сибірської рівнини.
4. Охарактеризуйте морфоскульптурні зони Західно-Сибірської рівнини.
5. Яка геоструктурна основа плато і плоскогір'їв Східного Сибіру?
6. Особливості морфоструктури плато і плоскогір'їв Східного Сибіру.
7. Особливості геологічної будови і рельєфу районів розвитку трапової формації Східного Сибіру.
8. Покажіть на карті кріолітозону Сибіру.
9. Нанесіть на карту орографічні елементи гір півдня Сибіру.
10. Порівняйте рельєф, морфоструктуру і морфоскульптуру Західного і Східного геоблоків гір півдня Сибіру.
11. Поверхні вирівнювання рівнинної і гірської частин Сибіру.
12. В чому особливості зледенінь регіонів Сибіру.
13. Нанесіть на карту елементи орографії і морфоструктури гір і нагір'їв Північного Сходу Азії.
14. Типи морфоскульптури гір і нагір'їв Північного Сходу Азії.

3.2. Рівнини і гори Внутрішньої Азії

3.2.1. Рівнини Середньої Азії та Казахстану.

Ця територія розташована між Уралом, Каспійським морем, на півдні горами Середньої Азії (Копетдаг, Памір, Тянь-Шань), а на півночі вона переходить у Західно-Сибірську рівнину. Низькі і середні гори тут займають невелику площу. Територія відзначається однорідною морфоструктурою (платформна епіпалеозойська рівнина) і морфоскульптурою (арідні ландшафти). Тут розвинута рідка річкова сітка області внутрішнього стоку Середньої Азії.

Відносна молодість платформи, висока мобільність її фундаменту зумовили значні контрасти рельєфу. Тут чітко виділяються 2 області – Казахський дрібносопковик (Казахський щит) і Туранська рівнина.

Казахський дрібносопковик представляє вираження в рельєфі тектонічної структури Казахського щита. Тут на поверхню виведені складчасті, метаморфізовані породи колись глибоко зрізані пенепленом. Разом з тим, морфологія сучасної поверхні Казахського щита свідчить про його молодість. Найбільша у її формуванні належить селективній денудації. Невисокі сопки та пасма утворені виходами стійких до денудації кристалічних порід (кварцитів, гранітів). Пониження, долини часто приурочені до менш стійких порід (сланців).

Однак найбільші нерівності рельєфу щита зумовлені тектонічними рухами. В результаті нерівномірних тектонічних піднять древній пенеплен Казахського щита був сильно деформований. Недеформовані ділянки пенеплену представляють його основний рівень, який ускладнений крупними височинами (підняттями) і западинами (прогинами).



Казахський дрібносопковик (джерело: Google Earth).

В західній і центральній частинах щита западини і підняття мають ізометричне окреслення в плані, а перепади висот поверхні відносно невеликі. Сюди входять Кокчетавська височина (947 м), Тенізька западина (304 м), Улутауська височина (1133 м), Сарису-Тенізьке підняття, Чуйсько-Сарисуйська западина. На схід висота піднять і степінь їх розчленування зростають, вони стають схожими на справжні гірські масиви (Каркаралінські гори – 1566 м, хребет Чінгізтау – 1077 м). Казахський дрібносопковик по суті стає Казахським нагір'ям. Найбільш значні горстові підняття щита – хребти Джунгарський Алатау (4464 м) і Тарбагатай (2992 м) розділені озерними западинами - Балхаською, Алакольською, Зайсанською. Це самостійна область гір Південно-Східного Казахстану, що є продовженням Тянь-Шаню.

В морфоструктурі Казахського щита чітко виражені 2 типи платформних структур – успадковані і накладені. До успадкованих (прямих) відносяться Тенізька, Карагандинська мульди, накладених – Балхаська, Чугучакська мульди. Успадковані і накладені елементи спостерігаються і серед морфоструктурних піднять. Височина Улутау, хребет Чінгізтау – це прямі морфоструктури, що відповідають антикліноріям каледонсько-

герцинської складчастої структури. Каркаралінські, Баянаульські гори, навпаки, незгідні різнорідним складчастим структурам щита, є накладеними морфоструктурами.

Для Казахського щита накладені морфоструктури менше властиві, як успадковані. Структурні елементи молодого щита характеризуються відносно високою мобільністю і тому добре виражені в рельєфі. В цілому, сучасний орографічний план більш простий, менш диференційований як складчаста геологічна структура. Це свідчить про «відмирання» деяких структур, втрату ними активності (приклад – Карагандинська мульда).

Поступова консолідація Казахської складчастої країни в останні етапи розвитку була порушена процесами орогенезу гір Центральної Азії і півдня Сибіру. Це викликало загальні підняття, диференційовані рухи блоків і перебудови морфоструктури території. В крейді-четвертинному періоді, в східній частині щита, прилеглої до відроджених (активізованих) гірських піднять виникли накладені морфоструктури. Це Балхаська, Чугучакська западини, Каркаралінське підняття, палеозойська Алакульська мульда, яка найбільш активно прогиналась в четвертинний час.

Структурні плани Казахського щита і Західно-Сибірської рівнини схожі. Активізовані елементи останньої межують з Алтайсько-Саянською областю. Спостерігається загальне широтне простягання «орографічних осей» території (підняття Улутау, Чінгізтау, Каркаралінські гори), як і широтних «орографічних хвиль» Тянь-Шаню та Сибірських Увалів. Крім широтних, на Казахському щиті спостерігаються і меридіональні «хвилі» піднять і прогинів. Як і в Західному Сибіру, утворюється складна «гратка» меридіонально-широтних морфоструктур.



Каркаралінські гори (джерело: Google Earth).

З геологічною структурою пов'язані як крупні, так і дрібні форми рельєфу щита. На аерокосмічних знімках чітко простежуються характерні смуги, створені виходами порід різної стійкості, тріщинуваті інтрузивні масиви, кільцеві структури. Деякі концентричні елементи рельєфу Казахстану пов'язані з древнім вулканізмом. Космічні знімки дозволили тут виявити зруйновані древні вулканічні конуси. Від них збереглися тільки невисокі, концентрично розташовані пасма, складені вулканічними породами. Найбільш крупні вулкани Центрального Казахстану мають 30-50 км в діаметрі.

В сучасну епоху, Казахський щит, як і більшість щитів, піднімається. Це підняття має склепіннієвій характер. Східно-Балхаська (Лепсінська) мульда відносно опускається, відроги Джунгарського Алатау піднімаються. Диференційований характер рухів активізованої частини щита контрастує з склепіннієвим підняттям основної, неактивізованої частини.

В еволюційному ряду геоморфологічних ландшафтів дрібносопковик займає проміжне положення між горами і пенепленом і теоретично може утворюватися в обох напрямках. В рельєфі цієї території присутні сліди двох етапів розвитку: 1) низхідного (руйнація гір) і 2) висхідного (тектонічна

активізація – руйнація пенеплену і виникнення відроджених гір). Перший етап тривав з кінця палеозою і до початку олігоцену. Упродовж якого гірські хребти Казахської складчастої країни (герцинського орогенезу) були зруйновані і виникнув древній пенеплен Казахстану, фіксований корою вивітрювання. Це етап вирівнювання не був безперервний, а кілька разів переривався тектонічними рухами. Одна з основних епох вирівнювання приходить на пізню крейду (сеноман-турон) і синхронна морській трансгресії. Натомість, в ранній крейді і даті-палеоцені відбувались підняття і ерозійне розчленування поверхні. В цей час активно проходили карстові процеси. З древніми карстовими формами (лійками) пов'язані крупні залежи бокситів. Завершальна фаза вирівнювання поверхні Казахської складчастої країни приходить на ранній олігоцен і пов'язана з опусканнями і трансгресіями. В цей час була сформована полігенетична поверхня вирівнювання. Абразійні ділянки тут чітко виражені на великій площі.

Другий етап розвитку рельєфу Казахстану триває з середини олігоцену і виражається в утворенні контрастного рельєфу. Основною причиною якого були новітні тектонічні рухи і наростаючі підняття. Останні відбувались нерівномірно. В кінці олігоцену – на початку міоцену Казахський щит піднімався і були утворені широкі ерозійні (ерозійно-тектонічні) долини глибиною 30-50 і більше метрів. В нижньому-середньому міоцені вони були виповнені товщею глин аральської світи переважно озерного походження. Після незначного підняття і розмиву в кінці міоцену і на початку пліоцену, в пізньому пліоцені древні долини були заповнені алювіально-пролювіальними відкладами. Широкі днища цих долин мають пліоцен-ранньочетвертинний вік. Вони представляють собою наступний регіональний рівень рельєфу (після пенеплену) території Центрального Казахстану. В неактивізованій частині Казахського щита міоценова поверхня похована. В горах Південно-Східного Казахстану вона виражена в рельєфі. На Тарбагатаї виділяють 3 полігенетичні поверхні вирівнювання – мезозойська, міоценова, пліоцен-ранньоплейстоценова. Ці поверхні чітко

виражені в рельєфі, але деформовані і розбиті розломами. В міоцені і ранньому пліоцені клімат в області Казахського щита був посушливий і річкова сітка тут була розвинута слабо. Формування сучасної річково-яружної сітки відноситься до кінця пліоцену-четвертинного періоду. В четвертинному періоді на розвиток рельєфу території впливали і кліматичні коливання – чергування вологих (пліовіальних) і посушливих (ксеротермічних) епох. З початку неогену в Казахстані встановлюються аридні умови, які в пізньому пліоцені (акчагил-апшерон) змінюються більш вологими і активно розвивалась річкова сітка. В ранньому плейстоцені знову настає ксеротермічна епоха, а на початку середнього плейстоцену – нове зволоження клімату і розробляються річкові долини. В другій половині середнього плейстоцену і на початку пізнього плейстоцену ксеротермічні умови змінюються пліовіальними. Це, разом з тектонічними підняттями, привело до підсилення ерозії та акумуляції. З кінця пізнього плейстоцену знову настає аридизація клімату, яка триває і нині. Всього за четвертинний період в долинах річок в межах Казахстанського щита утворились 3-6 терас.

Вся територія Казахського дрібносопковика відноситься до зони аридної морфоскульптури, де тривалий час переважають процеси аридного морфогенезу (площинний змив, дефляція, ерозія тимчасовими водотоками). На розподіл типів морфоскульптури впливали крупні морфоструктури (підняття, западини) і загальний хід історії розвитку рельєфу.

Для території Центрального Казахстану виділяють комплекси рельєфу різних етапів розвитку. *Досередньоолігоценовий* етап представлений 2 типами рельєфу: 1) пенепленом, який фіксований корою вивітрювання; 2) пенеплен, який перекритий галечниками пізньокрейдового віку. Ці типи рельєфу зустрічаються на вододілах у вигляді останцевих масивів. *Середньоолігоцен-ранньопліоценовий* етап представлений 1) пенепленом без кори вивітрювання і 2) дрібносопковиком. В межах пенепленів рельєфів м'який, пологий-увалистий, погорбований, дрібносопковика - пасмовий,

грівовий, увалистий, шоку (конічні сопки на стійких до вивітрювання кварцитах), койтасу (скупчень дрібних брил). В *середньопліоцен-четвертинний* етап були розвинуті: 1) низкогір'я і дрібногір'я; 2) дрібносопкові нагір'я; 3) дрібносопкові схили; 4) річкові долини; 5) озерні улоговини (флювіального, сорово-дефляційного, тектонічного походження). Тут також виділяються *древні долини* – неглибокі (30-70 м), з плоскими днищами, широкі (20-30 км), озерними виповнені глинами і суглинками і делювієм. В плівіальні епохи вони використовувалось ріками.

З *сучасних екзогенних процесів* на Казахському дрібносопковику переважають дефляція і вітрова ерозія.

Туранська рівнина представлена височинами та низовинами. Серед височин переважають плато і пластові рівнини – Тургайське плато (до 200-300 м), плато Устюрт (250-340 м), Красноводське плато, Заунгузьке плато, пластова рівнина Кизилкум, височина Бадхиз, Карабільське плато. Плато мають круті уступи (чинки) і слабо розчленовану поверхню, що зумовлено поєднанням структурно-літологічного (майже горизонтальне залягання пластів осадових порід), тектонічного (новітні підняття) і кліматичного (арідні умови) чинників. Рівнинний рельєф плато, складених неогеновими і четвертинними породами, порушується виходами палеозойських і мезозойських порід, де спостерігається рельєф низьких і середніх гір. Це височини Мангишлаку (до 556 м), «острівні» височини Кизилкумського плато. В межі Туранської рівнини також заходять відроги Туркестанського хребта Тянь-Шаню – гори Нуратау (2169 м) і Каратау (2176 м). Вони створюють поступовий перехід платформної рівнини Турану та орогенічної області. Також поступово типові низовини-синеклізи Туранської платформи переходять в передгірські западини і крайові прогини Тянь-Шаню, Паміру, Копетдагу. Так, низовина Північно-Кизилкумської синеклізи (Сирдар'їнська низовина) поступово зливається з Ташкентською передгірською западиною.

Серед крупних позитивних форм рельєфу Туранської рівнини виділяються 2 групи: 1) середньовисотні плато і 2) острівні гори і відроги хребтів. Негативні форми також поділяються на 2 групи: 1) обширні низовини і 2) глибокі западини (улоговини). З низовин – це Південно-Каракумська і Закаспійська акумулятивна низовини, Приаральська, Верхньоузбійська, Сирдар'їнська, Муюнкумська низькі пластові рівнини. Висота поверхні на низовинах не більше 150-200 м і лише відносно понижені піски Муюнкумів мають висоту 200 м. Для східної частини Туранської рівнини характерні острівні гори і відроги хребтів, для західної – замкнуті западини та улоговини. З останніх найбільша – западина Аральського моря, найглибша – западина Карагіє (- 132 м). Вона нижче на 100 м від рівня Каспійського моря, від якого відділяється вузькою перемичкою (10-15 км). Дуже глибокі западини Акчакая (-81 м), Каринжарик (-70 м), Сарикамишська (-38м). Багато западин розташовано на Устюрті, Заунгузькому плато, плато Кизилкумів, височині Бадхиз.

Туранська височина відзначається значною тектонічною рухливістю – це платформа, яка тектонічно активізована в новітній час. Височини плато представляють собою області помірних новітніх піднять амплітудою 200-300 м. Неотектонічні підняття в межах низькогірних і середньогірних внутрішніх платформних масивів більше 1000-2000 м.

Низовини, крупні западини представляють собою області відносно повільних піднять і опускань. В межах Сирдар'їнської низовини сумарна амплітуда неотектонічних піднять 50 м, Верхньоузбойської низовини – неотектонічних опускань - 150-200 м. Величини новітніх опускань на низовинах різко зростають при наближенні до молодих гірських споруд, що оточують Туранську рівнину. Так, Південно-Каракумська низовина опустилась на 600-1000 м, Передкопетдагський прогин - 2000 м. Для Закаспійської низовини (Західно-Туркменський прогин) новітні опускання становлять 6000-7000 м.

Для більшості височин і низовин Туранської рівнини характерний прямий зв'язок з позитивними і негативними новітніми структурами. Значна успадкованість морфоструктури Туранської рівнини виявляється при співставленні сучасної орографії похованого рельєфу фундаменту. Так, Кизилкумське плато відповідає однойменній антеклизі, Сирдар'їнська низовина - Північно-Кизилкумській синеклизі, Муюнкумське пониження – Чуйській западині. Прямі морфоструктури: Заунгузька височина - Північно-Каракумському склепінню, Верхньоузбійська, Учтаганська, Південно-Каракумська низовини - однойменним прогинам та синеклізам.

Заунгузьке плато і Південно-Каракумська низовина межують по широтного простягання флексурі новітніх відкладів Репетекській зоні глибинного розлому. На заході, ця зона простежується замкнутими солончаковими западинами Унгуза та уступами (чинками), що обмежують Заунгузьке плато з півдня.

Для молодой платформної Туранської рівнині властиве переважання прямих (успадкованих) морфоструктур. Але, по її краям розвинуті більше накладені (обернені) морфоструктури – височини Бадхиз, Карабіль. Ці високі плато (1000-1200 м) розташовані в зоні Східно-Туркменського крайового прогину, де потужність тільки новітніх відкладів більше 1,5 км. Плато утворилось внаслідок втягнення зони крайового прогину в ранньому плейстоцені у підняття антиклінорію Парапамізу. Підняття області Бадхизу та Карабілью мали переривистий характер, що зафіксовано 4 поверхнями вирівнювання. Оборнений та пів оборнений тип морфоструктури властивий також Тургайському плато. Найбільша оборнена морфоструктура Туранської рівнини – плато Устюрт. В міоцені – на початку пліоцену на його місці існувала синекліза, де відбувалась акумуляція. Навпаки, область западини Аральського моря, була відносно піднята. Інверсія Устюртської синеклізи відбулась в післяпонтійський час. Нині поверхня плато Устюрт броньована стійкими проти денудації піднятими горизонтальними верствами міоценових

відкладів, які оточені чинками. Фундамент під плато Устюрт залягає на глибині 4-6 км, тоді як під Аральським морем - 1-2 км. Чинки Устюрту, як і Заунгузькі, приурочені до флексур. Перші є оберненою морфоструктурою, а другі - прямою.



Плато Устюрт (джерело: Google Earth).

На південь від Устюрту розташовані 2 крупні прямі морфоструктури: Мангишлакська височина (відповідає однойменному валу) і розташована між височинами Мангишлаку, Туаркиру і низовиною Капланкиру, яка приурочена до Південно-Устюртської синеклізи. Тут розташовані безстічні западини Карагіє, Раунди, Каринжираку та інші. На південь від них розвинуті обернені морфоструктури. Це морфоструктура затоки Кара-Богаз-Гол, що відповідає однойменній антеклізі. В її руйнації, крім структурно-тектонічних перебудов, важливу роль також відігравали розвинуті в середньому пліоцені процеси ерозії і сорово-дефляційні. Підняття мезозойської Красноводської мульди після акчагилу привели до формування оберненого Красноводського плато.

Обернені морфоструктури Устюрт, Кара-Богаз, Красноводська та інші виникли в неотектонічний етап. Вони кардинально змінили орографію

території. Обернені морфоструктури Туранської рівнини деякі дослідники розглядають як елементи планетарної системи морфоструктурних «хвиль» земної кори. Так, меридіональна смуга підняття (Устюрт, Мангишлак, Красноводське плато, Великий і Малий Балхан) з'єднує Урал і піднятий край Туркмено-Хорасанських гір. На схід від неї розташована смуга відносних опускань, що включає Тургайський прогин, накладену западину Аральського моря, Верхньоузбойський прогин. Ці смуги розвилися в пліоцен-четвертинний час і значно вплинули на розвиток рельєфу Турану. Вони перегородили стік рік Амудар'ї та Сирдар'ї в Каспійське море, утворили Аральське море тощо. Наступна смуга підняття включає Кокчетавську височину, гори Улутау, низкогір'я Кизилкумів і накладені плато Бадхиз і Карабіль. Паралельна смуга відходить від Тенізької западини і продовжується на півдні, в Північно-Кизилкумській синеклізі, Ташкентському передгірському прогині, Південно-Таджикській депресії. Меридіональна смуга підняття складається з накладених морфоструктур Барнаульських і Каркаралінських гір, Чу-Ілійського валу і далі гірських підняття Центрального Тянь-Шаню і Паміру. Як і інші меридіональні «хвилі», ця смуга підняття продовжується в межах Західно-Сибірської рівнини. Поєднана смуга опускань йде через Барабинську низовину на південь вбік Тарімського масиву.

Паралельні Тянь-Шаню субширотні «хвилі» продовжуються в сусідні території. Смуга субширотних підняття – це «орографічна вісь» Казахського дрібносопковика на продовженні якої розташоване півобернене Тургайське плато, Мугоджари. Смуга опускань відмічена западинами озер Алаколь, Балхаш, долинами річки Чу і нижньої Сирдар'ї, западинами Аральського моря і Північного Каспію. Субширотна смуга підняття простягається від Мангишлаку через низкогір'я Султаніздагу і плато Кизилкумів і далі в Західний і Центральний Тянь-Шань. Поєднана смуга опускань простежується з «синкліналі безстічних западин» на схід у Ферганській западині. Паралельна смуга підняття з Кара-Богазької антикліналі продовжується в

Туркестанському і Зеравшанському хребтах Південного Тянь-Шаню. Поєднана смуга опускаєнь включає Закаспійську, Центрально-Каракумську низовини і Південно-Таджикську западину.

В тектоносфері Середньої Азії, крім ортогонального (меридіонально-широтного), проявляється північно-західний-південно-східний напрямок діагональної сітки. Він виражений в орографії хребтів Каратау, Нуратау, Каржантау, але поступається ортогональним елементам.

Деякі крупні морфоструктури Туранської рівнини закладались в мезозої. В пізній крейді та палеогені на їх формування впливали морські трансгресії. Туранські моря з'єднувались із Західно-Сибірським морським басейном протокою через Тургайський прогин. В палеогені море заливало низовини і плато, але і низькі гори в Центральних Кизилкумах. В крейді і палеогені в горах Каратау і Нуратау формувались абразійні поверхні. В кінці олігоцену Тургай представляв великий озерний басейн. В міоцені-ранньому пліоцені тут переважали субаеральні процеси. В міоцені, в результаті тектонічних піднять, Тургайське плато стало областю денудації.

Для сучасного рельєфу Туранської рівнини, вихідною стала олігоценова полігенетична, переважно акумулятивна, поверхня вирівнювання. Частини Туранської рівнини, розташовані південніше Тургаю, в міоцені ще були затоплені морем. Тільки Кизилкумські масиви виступали островами. В ранньому пліоцені починає підніматися середня смуга Туранської рівнини. Устюрт перетворився в низьку пластову рівнину, частково затоплену морем в понті. Тут реконструюється ранньопліоценова річкова сітка, що закінчувалася в північному Приараллі. В середньому пліоцені розпочався новий цикл морфогенезу. Активізуються тектонічні рухи і відбувається глибоке врізання річок. В міоцен-пліоцені формується полігенетична поверхня вирівнювання, яка нині добре зберігається. Вона є вихідною для рельєфу Устюрту. В середньому пліоцені, основною подією було формування глибоко врізаної розгалуженої древньої річкової сітки.

Цьому сприяло значне падіння рівня основного базису ерозії території - Каспійського моря (на 500-600 м). За даними буріння виявлена долина Пра-Амудар'ї глибиною 700-800 м. Вона перетинала територію сучасного Туркменістану і впадала в Каспійське море. В районі Кара-Богаз-Голу і Красноводського півострову виявлені глибокі (до 350 м) ерозійні врізання середньо-пліоценового віку. Звідси, ймовірно, виходила палео-Сирдар'я. Передакчагильський глибокий вріз виявлений в районі Арало-Сарикамиської западини. Про її походження існують 2 думки. Вона утворилась: 1) в середньо четвертинний час в результаті ерозійної діяльності рік Західного Сибіру, які через Тургайський прогин текли в басейн Аралу; 2) в середньому пліоцені, внаслідок підняття Устюрто-Балханської смуги і опускання Тургайське-Аральського басейну. В світлі останніх даних, нині переважає остання точка зору. Упродовж четвертинного періоду Арало-Сарикамишська западина розширювалась під дією ерозійних і дефляційних процесів. В пізньому пліоцені, під час акчагильської та апшеронської трансгресій в заглиблених долинах Пра-Амудар'ї та інших річок виникали інгресивні затоки. Долини були заповнені алювіальними та морськими відкладами загальною потужністю 700-800 м. Долина Пра-Амудар'ї була похована, але річка тривалий час текла в широтному напрямку по Каракумській низовині у Каспій. В четвертинний час, за умов диференційованих підняття відбувалось врізання річкової сітки і формувалась «драбина» річкових терас. Значні міграції річок є важливою рисою Туранської рівнини. Важливою рисою Туранської рівнини було утворення великих алювіальних рівнин і накопичення субстрату піщаних пустель. Аридні умови тут встановились в неогені. Основною причиною були підняття гір, що привело до ізоляції території від вологих повітряних мас з Атлантичного і Індійського океанів. Аридизація відбувалась нерівномірно, на неї впливали загальнопланетарні коливання клімату. В пізньому неогені і четвертинному періоді тривала аридизація двічі переривалась плювіальними епохами, пов'язаними з динамікою зледеніння гір Середньої Азії.

Туранська рівнина та Казахський щит розташовані в зоні аридної морфоскульптури, на розподіл типів якої впливають крупні морфоструктури. Аридний клімат сприяє вираженню численних локальних тектонічних структур. На цій території виділяються 2 основні типи ландшафтної морфоскульптури – аридно-денудаційний і акумулятивний пустель. В аридно-денудаційній морфоскульптурі виділяють наступні її типи: низьких островних гір; розчленованих пластових рівнин; слабо розчленованих пластових рівнин; слабо розчленованих пластових рівнин з еоловим піщаним покривом; замкнутих улоговин; крутих уступів (чинків); кирів. Аридно-акумулятивна морфоскульптура пустель виражена: еоловим піщаним рельєфом; таками; внутрішніми (древніми) дельтами, долинами річок, сучасними дельтами.

На сучасні екзогенні процеси прямо і побічно впливають сучасні тектонічні (в тому числі і сейсмічні) рухи.

3.2.2. Гори Середньої Азії.

Сюди відносяться гори Тянь-Шань, Памір, Копетдаг.

Тянь-Шань (найвища вершина - 7439 м) розглядається як західний край Тяньшансько-Байкальського поясу відроджених гір, що тягнеться майже до узбережжя Охотського моря. Тянь-Шань поділяється на Північний, Західний, Південний і Центральний або Внутрішній.

До *Північного Тянь-Шаню* входять широтного простягання хребти – Киргизський, Таласький, Заїлійський Алатау, Кунгей Алатау і напівзамкнуті западини – Чуйська і Таласька. Північний Тянь-Шань відділений замкнутими западинами - Кочкорською, Джумгальською, Сусамірською, Кетмень-Тюбінською, Ісик-Кульською від Центрального Тянь-Шаню.



Тянь Шань (джерело: Google Earth).

Центральний (Внутрішній) Тянь-Шань в плані утворює великий трикутник, сторонами якого є хребти Терскей Алатау (на півночі), Кокшаал-Тау (на північному сході) і Ферганський (на заході). Хребти Терскей Алатау і Кокшаал-Тау розташовані в східній частині, де утворюють гірський вузол Хан-Тенгри. В межах трикутника виділяється *сиртова* область Тянь-Шаню – обширне нагір'я, де чергуються плоскі ділянки (релікти древнього пенеплену) і короткі хребти широтного простягання. Днища западин в сиртовій області, розташовані вище, як у Північному Тянь-Шані. Найбільш крупні з них - Верхньонаринська, Середньонаринська, Акшийракська.

Таласо-Ферганський розлом, який має північно-західне простягання розділяє Північний і Центральний Тянь-Шань від Західного і Південного.

В Західному Тянь-Шані переважають хребти північно-західного простягання, які поперечні до Таласо-Ферганського розлому. Це хребти

Каржантау, Угамський, Пскемський, Чаткальський, Курамінський. Західний Тянь-Шань відділяє від Південного Тянь-Шаню замкнута Ферганська і напівзамкнута Ташкентська западини.

Для орографії Південного Тянь-Шані властиве складне розгалуження хребтів, в якому переважають широтні напрямки. Від широкого Алайського хребта відходять Туркестанський і Зеравшанський хребти. Від Туркестанського хребта відходять гори Мальгузар, хребет Нуратау, Зеравшанського - Гісарський хребет.

Периферичні хребти Тянь-Шаню (Нуратау, Мальгузар, Каратау, Чу-Ілійські гори) розташовані в зоні переходу гірської (орогенічної) і рівнинно-платформної частин. Ці невисокі хребти пов'язані з «піднятими кутами» Тянь-Шаню. В межах хребтів і западин Тянь-Шаню зустрічається своєрідний рельєф східчастих адирів.

Морфоструктуру Тянь-Шаню визначають крупні склепінієво-брилові гірські масиви (геоблоки) і западини з розвинутими там низькими горами і рівнинами. Виділяються 3 крупні геоблоки. Найбільший геоблок інтегрує Північний (каледонський) і Центральний (більше герцинський) Тяньшань. По його краям, на висоті 0, 5 км, розташований пенеплен, який корелюється з пенепленом Казахського щита. В центральній частині він піднятий на висоту 5-6 км. Склепіння має асиметричну будову (з крутим південним схилом) і ускладнений западинами. Найбільш крупні западини розташовані не в центрі, а в крайовій частині склепіння. Другий геоблок – Західний Тянь-Шань, третій геоблок – Південний Тянь-Шань. На будову геоблоків значно впливають розломи, в тому числі глибинні. Це проявляється в лінійності, чіткій окресленості і вуглуватості геоблоків. Рельєф геоблоків ускладнюють окремі хребти і западини – морфоструктури першого порядку. Хребти утворюють високо підняті частини древнього пенеплену. В межах западин пенеплен глибоко занурений і перекритий значною товщею осадових порід. Підняття хребтів в новітній час становлять 4-5 км. Вони вираховуються по сучасній

висоті залишків древнього пенеплену або морських палеогенових відкладів. На величину новітніх опускань вказує потужність (3-7 км) осадової товщі. Таким чином, загальна амплітуда новітніх рухів становить 8-12 км.

На походження морфоструктур Тянь-Шаню виказувались 2 точки зору, що вони є результатом: 1) складчастих деформацій; 2) брилових рухів. Нині вони зближуються в гіпотезі про складчасто-брилову морфоструктуру Тянь-Шаню. Згідно якої, загальне широтно-лінійне простягання хребтів Тянь-Шаню успадковується від рифейського структурного плану, а молоді розломи представляють відроджені дорифейські. Більш складно визначається їх співвідношення на рівні елементів морфоструктур. Деякі хребти - це антиклінорії і прямі морфоструктури (Зеравшанський, Туркестанський хребти). Інверсійні морфоструктури розвинуті в осьовій частині Алайського хребта, Ферганському хребті. Асиметричні хребти тут представляють однобічні горсти. Складну будову мають крупні западини – Ісик-Кульська, Чуйська. В каледонській структурі на їх місці існували серединні масиви, інверсії яких відбулись в герцинський час, які були успадковані сучасною морфоструктурою. Ферганська западина - це гетерогенна морфоструктура, північна частина якої відповідає глибокому прогину, а південна – відносно піднятій зоні.

Значна невідповідність палеозойської структури і сучасної орографії Тянь-Шаню викликана глибокою неодноразовою денудацією поверхні і перебудовами древніх структурно-тектонічних планів.

В новітній час, хребти інтенсивно піднімались і розширювались за рахунок включення у підняття частин міжгірських та передгірських западин. Древні розломи, що відмирили, заповнювались гідротермальними і субвулканічними породами. В осьових частинах западин виникали крайові розломи. Хребти ускладнені східчастими схилами (надирами). Важливе значення мало утворення поперечних (субмеридіональних) морфоструктур.

У формуванні рельєфу Тянь-Шаню (і суміжного Паміру) помітну роль також відіграли горизонтальні нові і новітні рухи. Найкраще вони вивчені вздовж Таласо-Ферганського правобічного зсуву. В мезо-кайнозої, амплітуда горизонтальних зміщень тут становить 60-120 км. Горизонтальні рухи чітко виражені в плані річкової сітки. Зміщення проявляється в смузї шириною 15-20 км. В пліоцен-четвертинний час, амплітуда зміщення становила 10-15 км.

Долини річок Тянь-Шаню і сусіднього Паміру закладались в різний час. Древні мезозойські і палеогенові долини фіксують давню сушу, що існувала в Центральному Тянь-Шані і внутрішній частині Паміру. Майже усі древні долини Тянь-Шаню були повздовжні (субширотні), приурочені до синкліналей. Це відноситься і до древніх річок Паміру і Копетдагу, які в ранні етапи розвитку не всі були повздовжніми. По мірі підняття хребтів поперечні долини утворювали древні конуси виносу, які поступово змістили їх до центру Ферганської западини. Регресивна ерозія поперечних долин приводила до глибокого розчленування вихідних поверхонь вирівнювання. Древні долини виникали в умовах рівнин та низьких гір. По мірі росту гір річки змінювали напрямки або перепилювали хребти і виникали антецеденті ділянки долин у вигляді ущелин - Боамської на р. Чу, на р. Нарин в місці перетину Ферганського хребта.

Особливостями розвитку річкової сітки Тянь-Шаню деякі дослідники пояснюють так звану «палеогеографічну загадку Іссик-Кулю». Тут існують 2 гіпотези: 1) Іссик-Кульський і Чуйський басейни були з'єднані частково, а при спуску древнього (з неогену) Іссик-Кулю виникла Боамська ущелина; 2) Іссик-Куль – молоде озеро, яке почало заповнюватись тільки в середньому плейстоцені.

В розвитку річкової сітки території тривалий час основну роль відігравали повздовжні долини, але поступово зростала роль поперечних. На Памірі і в Копетдазі основні перебудови проходили в ранньому плейстоцені, Тянь-Шані - ранньому-середньому плейстоцені. Тут більше розвинуті

поздовжньо-поперечні долини, які, з часу існування сильно заглибились. Врізання річок лише частково компенсувало підняття гір. Епохи врізання річок фіксуються 8-10 терасами і чітко корелюються зі змінами льодовикових і міжльодовикових епох.

На Тянь-Шані перше зледеніння відбувалось в ранньому плейстоцені і ймовірно охоплювало найбільш високі гірські масиви (Хан-Тенгри тощо). Максимальне зледеніння було в середньому плейстоцені. В пізньому плейстоцені воно зменшилось. Аридизація клімату і сучасні кліматичні умови сприяли формуванню вічної мерзлоти на сиртах Тянь-Шаню.

В рельєфі гір Тянь-Шаню і Паміру чітко проявляється вертикальна поясність. Тут виділяються 4 зони: внутрішня, зовнішня гірська, передгірська, підгірної рівнини. Найбільш складною і розчленованою є зовнішня гірська зона. В рельєфі Тянь-Шаню і Паміру виділяються 3 вертикальні пояси: верхній, середній і нижній.

У верхньому ярусі гір (сирти Тянь-Шаню і Східного Паміру) – це середні згладжені гори та горбисті нагірні рівнини. Амплітуда висот тут 0,5-1,0 і 1,0-1,5 км. Морфогенетичну основу ландшафтів тут створюють форми древньої денудаційної (місцями акумулятивної) морфоскульптури, які нині значно підняті, відірвані від сучасних базисів ерозії, по суті законсервовані. Вони деформовані тектонічними процесами і сучасними екзогенними процесами. Сирти – це не древні поверхні вирівнювання, а високо підняті днища древніх западин, яких не торкнулась ерозія річок. Рельєф верхнього ярусу більше формують гляціальні і нівальні процеси. Тут зустрічаються льодовикові цирки, кари, морени. В сиртовій зоні Тянь-Шаню для багатьох хребтів характерний альпійський рельєф. В Західному Тянь-Шані молоді гляціально-нівальні поверхні часто охоплюють більшу площу за древній пенеплен. У верхньому ярусі гір широко розвинуті форми кріогенної морфоскульптури (структурні ґрунти, горби пучення, термокарст, соліфлюкційні).

Середній ярус – це переважно ландшафти середньо розчленованих гір. Глибина ерозійного розчленування тут становить 0,4-0,6 км. Ярус охоплює міждолинні і приосьові частини. Долинами приток в межі середнього ярусу проникають форми нижнього ярусу.

Нижній ярус відрізняється максимальною глибиною розчленування (на Тянь-Шані 1,5 км, на Памірі – 2,2 км). Тут переважає ландшафт глибоко розчленованих гір, де панують крутосхилі хребти, глибоко врізані долини.

Провідну роль в утворенні рельєфу середнього і нижнього ярусів відіграє глибинна ерозія. За умов крутосхилого розчленованого рельєфу цих ярусів переважають гравітаційні процеси (каменепادي, осипи, обвали, зсуви, селі). На відміну від верхнього ярусу, де переважають криогенні (соліфлюкційні-делювіальні) процеси, для середньо і глибоко розчленованих гір характерні ділянки, які покривались древніми і сучасним льодовиками, і яким властива водно-ерозійна морфоскульптура.

Для периферичних частин гір Середньої Азії (Тянь-Шань, Памір, Копетдаг) властиві середньо- і низькогірні і аридно-денудаційні (адири) ландшафти. Аридні умови сприяють більш чіткій вираженості тектонічних структур. Біля підніжжя гір (Тянь-Шань, Копетдаг) розвинуті своєрідні аридні ландшафти – адири, чулі (горбисто-увалисті), кири (столово-останцеві). Вони виникли внаслідок розчленування складених осадовими породами (зокрема четвертинними лесами) поверхонь логами і долинами. Сильне розчленування ними створює ландшафт бедленду. На окремих ділянках, виникає ландшафт чільмахрам - тектоно-ерозійно-дефляційного походження.

Основну роль в морфогенезі Тянь-Шаню відіграють гравітаційні процеси. У середньому поясі значно переважають нівально-денудаційні форми, в нижньому поясі зростає кількість флювіальних форм і селевих форм. Обвальні-каменепадні процеси більше відбуваються у середньому поясі, делювіальні - у нижньому поясі. В цьому ж напрямку і зменшується

значення процесів соліфлюкції. На хід екзогенних процесів значно впливає експозиція схилів, особливо в нижньому поясі. На характер і інтенсивність схилових процесів також впливають петрографічний склад порід і господарська діяльність.

Памір (висота його найвищої вершини - 7495 м) поділяється на 2 орографічні області: Таджикське низкогір'я і власне Памір. Таджикське низкогір'я або Таджикська депресія займає західну частину країни. Тут розвинута система хребтів і високих пасом, які розділені повздовжніми долинами. В північній частині напрямок хребтів північно-східний, а південніше він стає майже меридіональним. В напрямку з півночі на південь, до долини Амудар'ї - Пяндж, висоти хребтів стрімко знижуються з 2,5-3,0 тисяч метрів до 700-1000 м.

Власне в Памірі виділяються 3 орографічні області: 1) Передові хребти; 2) високогір'я Західного Паміру (Гірський Бадахшан); 3) нагір'я Східного Паміру. В область Передових хребтів входять Заалайський хребет і хребет Петра Першого. Ці хребти майже широтного простягання. Нерідко їх хребти об'єднують з Гісарським хребтом Південного Тянь-Шаню в єдину область – Гісаро-Алай. Хребет Петра Першого відділяється від Алайського хребта тільки неширокою долиною річки Сурхоб. Між Заалайським і Алайським хребтами розташовується широка Алайська долина. Тут Тянь-Шань і Памір більш чітко розділені.

Західний Памір (Гірський Бадахшан) – це високогір'я з сильно розчленованими вузькими хребтами та надглибокими долинами приток річки Пяндж. Перевищення гребнів хребтів над руслами рік тут 3,0-3,5 тис. м. Більшість хребтів гостроверхі. Дарвазький, Ванчський, Язгулемський, Руданський, Ваханський хребти мають північно-східне простягання. Також зустрічаються меридіональні хребти, зокрема хребет Академії наук.



Памір (джерело: Google Earth).

Нагір'я Східного Паміру має висоти, що і Західний Памір. Однак невеликі перевищення (1,0-1,5 км) хребтів над плоскодонними долинами (памірами) не створює уявлення про їх справжню висоту.

Нагір'ю Східного Паміру не властивий для альпійської гірської країни згладжений реліктовий рельєф. Така морфологія зумовлюється геологічною будовою нагір'я – виходами порід фундаменту альпійської геосинкліналі, яка в мезозой-палеогені відзначалась субплатформним тектонічним режимом і майже рівнинним рельєфом.

Над основним рівнем Східного Паміру здіймаються широтні хребти – Музкол, Північно- і Південно-Аличурський. Тут також зустрічаються меридіональні хребти і ізометричні в плані масиви.

В морфоструктурному відношенні Памір – це величезне склепінієве підняття. За неоген-четвертинний час його центральна частина піднялась більше як на 6-7 км, а краї – на 2-3 км. Морфоструктуру Паміру визначають

виходи порід фундаменту в межах Північного (Дарвазького хребта), Північно-Західного Паміру та геосинклінальні прогини Центрального, Південно-Східного Паміру і частини Передпамірського прогину (Передові хребти).

Загальні контури Памірського склепіння визначаються Північно-Памірським або Каракульським глибинним розломом, що дугою огинає Північний (Дарвазький) Памір. Важливе значення в морфоструктурі Паміру належить Гісаро-Алайському (Вахшському) розлому, який простягається вздовж південного схилу Гісарського хребта на схід вздовж долин Сурхобу та Кизилсу. Цей розлом відділяє витягнуте склепіннієве підняття Південного Тянь-Шаню від ще більш ізометричного Памірського склепіння.

Таджикське низкогір'я відповідає північному борту Афгано-Таджикської западини, вісь якої займають долини Пянджа і Амудар'ї.

Памірське склепіння і Таджикська западина - це найбільш крупні морфоструктури, які ускладнені морфоструктурами першого порядку – хребтами і долинами. Розривні порушення тут відіграють в морфоструктурі меншу роль, як для Тянь-Шаню. Крупні хребти – це переважно складчасті форми – антиклінорії. Долини річок приурочені до синкліноріїв, прогинів. Морфоструктура Паміру більше брилово-складчаста.

Суттєві відмінності відзначаються в морфоструктурі Памірського склепіння і склепіннієвих масивів Тянь-Шаню. Головні контрасти макрорельєфу Тянь-Шаню визначаються чергуванням гірських хребтів та западин. Памірське склепіння в меншій мірі ускладнене западинами, а контрасти рельєфу в основному визначаються чергуванням хребтів і вузьких долин (Західний Памір, Передові хребти). Ці особливості відображають глибокі відмінності в історії молодих гір Паміру і відроджених Тянь-Шаню.

Співвідношення морфоструктури і геоструктури складчастої зони Паміру переважно прямі. Але Передові хребти, які розвивались в новітній

час в умовах Передпамірського крайового прогину, відзначаються в цілому оберненим рельєфом по відношенню до ранньоальпійської структури.

Перебудови морфоструктури на пізньоальпійському етапі виразились також в утворенні поперечних піднять і прогинів. Тут виділяють поперечні підняття 3 порядків: першого (глобального) – Індо-Памірське поперечне підняття протяжністю більше 1000 км і амплітудою деформації - 1000 м; другого (регіонального) – протяжністю десятки і сотні кілометрів і амплітудою вертикальних переміщень – десятки і сотні метрів; третього (локального) – протяжністю біля кілометру і амплітудою вертикального переміщення – перші десятки метрів.

Поперечні підняття – це типові морфоструктури, які добре підтверджуються геолого-геоморфологічними методами. Вони чітко відображаються в плані гідрографічної сітки і в морфології долин (звуження долин, деформації терас тощо).

Накладення поперечних піднять на основні приводить до виникнення характерної орографічної ґратки. Вузли її впливали на розташування центрів зледеніння, землетруси, утворення корисних копалин (нафта, газ, розсипи золота ін.).

Історія розвитку річок Паміру простежується з олігоцену. В той час вони були повздовжні, приурочені до синкліналей. Але по мірі росту гір, як і на Тянь-Шані почали формуватись і поперечні долини. В ранньому плейстоцені ріст поперечних піднять привів до перебудови річкової сітки, її поступовому перетворенню на поздовжньо-поперечну.

Як і на Тянь-Шані, на Памірі встановлені сліди більш низького, як тепер, положення снігової лінії (3,4-3,5 км) і форми древнього зледеніння. Це пов'язують з загальними кліматичними змінами. Мало ймовірно, що гори в епоху максимального зледеніння були вищі за сучасні. Впливали й інші чинники – місцеві коливання опадів, експозиція схилів, ухили поверхні. Це

привело до різноманіття тут типів і історії зледеніння окремих частин. Звертається увага на своєрідність зледеніння Паміру. Памір, як орографічне підняття, сформувався раніше за сусідні хребти (Дарваз, Бадахшан, Гіндукуш) і тому отримував достатньо вологи для виникнення зледеніння. Зледеніння охоплювало весь Памір (крім найвищих вершин), яке при його подальшому піднятті тривало. Це сприяло збереженню древнього рельєфу в Східному Памірі. Древній (реліктовий) рельєф Паміру мало руйнувався і під час деградації льодовикового покриву. Відсутність слідів значних розмивів і флювіогляціальних відкладів свідчить про своєрідність процесу деградації памірських льодовиків. За умов великої сухості клімату і росту ізольованості Паміру, вона більше відбувалась за рахунок випаровування фірну. За таких умов більше розвивалось підземне зледеніння – багаторічна мерзлота (її потужність до 70 м).

Найбільш раннє зледеніння Паміру (покривне чи напівпокривне) було в першій частині пліоцену. На другу частину пліоцену приходить міжльодовикова епоха. На Західному Памірі в цей час відбувається ерозійне врізання річок, а на прилеглих рівнинах встановлюються плювіальні умови. В ранньому плейстоцені в Памірі знову настає льодовикова епоха. Особливості дольодовикового рельєфу зумовили відмінності в характері зледеніння Східного і Західного Паміру. На Східному Памірі згладжений рельєф сприяв розвитку частково покривного зледеніння, а на Західному Памірі, на той час вже ерозійно значно розчленованому, долинному. Ранньоплейстоценові морени, флювіогляціальні і алювіальні галечники пов'язані з високими терасами рік (9 і 8 терасами). На початку середнього плейстоцену льодовики відступили. Знову відбувається врізання річкових долин Західного Паміру і обводнення річок рівнин Турану. При врізанні річок утворюються 7 і 6 циклові тераси. З другої половини середнього плейстоцену льодовики знову починають наступати. Нова льодовикова епоха охоплює і частину пізнього плейстоцену. Зледеніння було долинним. Глибокі річкові долини були перетворені в трого. Є також багато карів, притулених

до ранньоплейстоценової морени. В цей час формується 5 (алювіальна) тераса річок. Більша частина пізнього плейстоцену приходить на міжльодовикову епоху. З нею пов'язане ерозійне врізання в долинах з амплітудою 100-350 м і утворення 1-4 терас. Кінець пізнього плейстоцену і початок голоцену ознаменувався невеликим наступом льодовиків, а в сучасну епоху вони відступають.

В цілому, зледеніння на Памірі розвивалось впродовж усього четвертинного періоду. Льодовики не зникали і в міжльодовикові епохи. Спостерігається і відносна метакронність у збільшенні і скороченні площі зледеніння в різних частинах Паміру, пов'язана з особливостями рельєфу і різними темпами тектонічних піднять.

Копетдаг (найвища відмітка 3314 м) є частиною Туркмено-Хорасанських гір, які розташовані на території Ірану і Туркменістану. Гірська система Ельбурса в східному напрямку різко звужується і знижується в хребті Аладаг, а далі йдуть гірські ланцюги Копетдагу. Копетдаг починає здійматись над Каспійською западиною в районі Кизил-Арвату. До місця прориву долини Гертруди (Теджену) він представляє собою систему паралельних антиклінальних складок переважно крейдових вапняків. Між хребтами розташовані долини річок Атрек, Сумбар, Кеше-Фруд, виповнені лесом. Вік порід, якими складений Копетдаг, на півдні стає більш древнім, аж до появи порід палеозою та кристалічних сланців. Водночас гори стають вищими (3000 м). Але південні підняття мають висоту лише 1000 м. Гори Кухе-Беналуд, розташовані на південь від Мешхеду, в яких проявилась досередньокрейдова складчастість, з'єднують Ельбурс і Парапаміз. На території Туркменістану Копетдаг складається з кількох субпаралельних хребтів північно-західного простягання. Найбільш північний, Передовий хребет (висотою біля 1 км), представляє собою крупну асиметричну складку. Північне крило хребта, обмежене регіональним розломом, круто обривається до Каракумської низовини. Наступний на південь хребет (Передовий) має у

висоту 2,0-2,5 км, представляє кілька пасом, розділених пониженнями, використаних древніми повздожніми долинами.



Копетдаг (джерело: Google Earth).

В місці торцевого зчленування Копетдагу і хребтів - продовжень Ельбурсу спостерігається морфоструктура «піднятих кутів» системи Туркмено-Хорасанських гір. На південний схід від Ашгабату гори відходять на південь і висота пасом Копетдагу зменшується до 500-800 м, розширюється передгірська смуга (адирів).

Копетдаг характеризується практично всюди розвитком прямих складчастих морфоструктур. Хребти і пасма представляють собою антиклінальні структури, а синклінальні зайняті древніми і сучасними долинами. Окремі випадки інверсії рельєфу викликані виходами не стійких проти розмиву порід (глин) в ядрах антикліналей і стійких піщаників і конгломератів в синкліналях. Крім повздожніх структур, в Копетдазі

виділяються поперечні субмеридіональні розломи. Рельєф Копетдагу вирізняється чітко вираженою ярусністю, що зумовлено широким розвитком поверхонь вирівнювання.

Вважається, що Копетдаг був охоплений древнім зледенінням. На висоті 2,0-2,1 км тут встановлені сліди древньої снігової лінії. Вище її рівня збереглись льодовикові карі і цирки, нижче – трогові долини і морени.

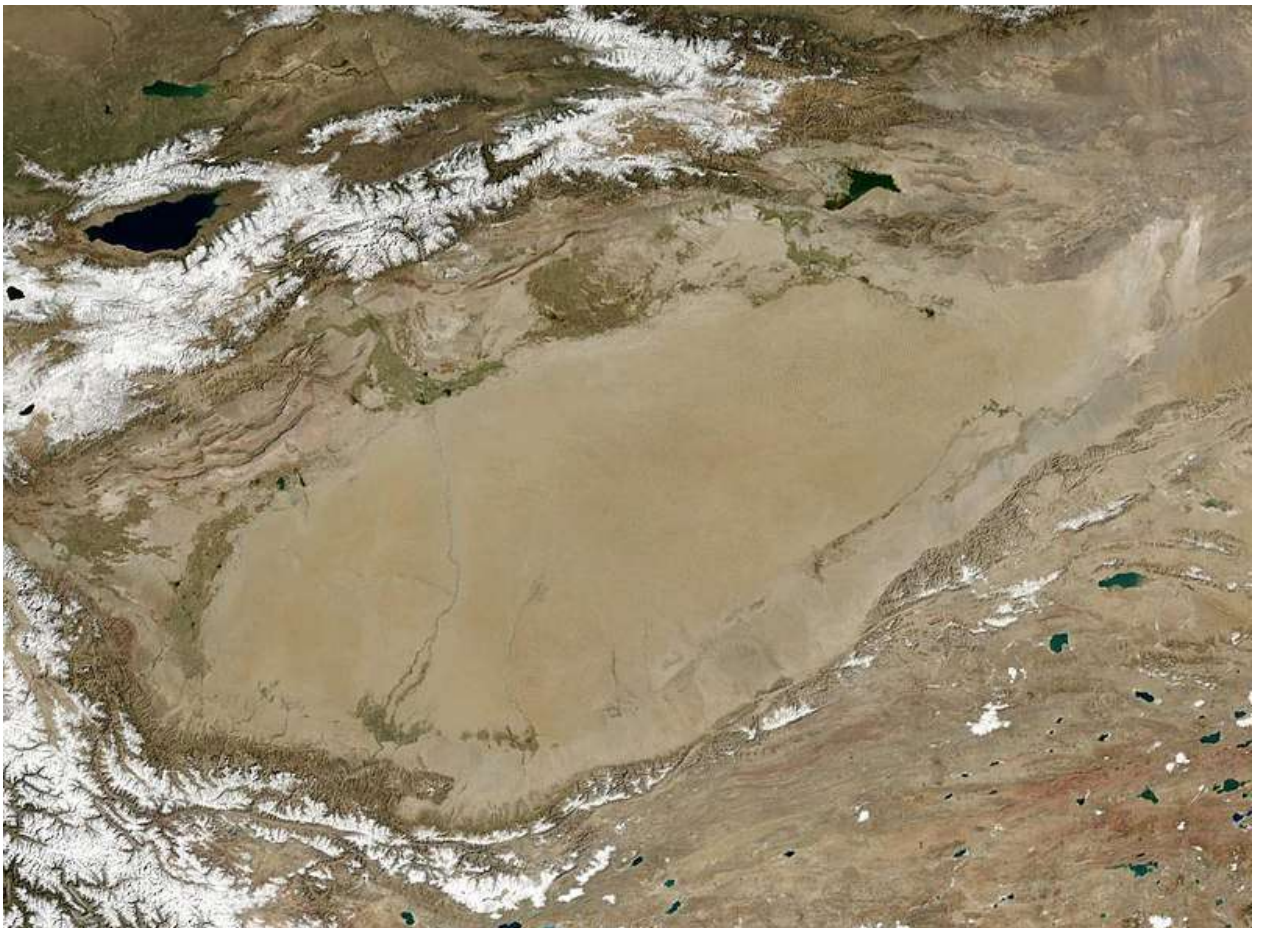
3.2.3. Гори і рівнини Центральної Азії.

Це найбільша геоморфологічна область Внутрішньої Азії. Рівнини і плоскогір'я розташовані на висоті 800-1500 м, а останцеві гори - 2000-4200 м. Рівнини і плоскогір'я оточені горами, які перехоплюють вологе повітря і тому тут спостерігаються безстічні улоговини, сухі степи, пустелі та напівпустелі, які безпосередньо межують з вічними снігами.

Основні орографічні елементи цієї області – Таримська, Джунгарська, Алашань і Турфан-Хамійська западини, а також гори Бейшань, рівнина Гобі, хребет Великий Хінган, плато Ордос і Лесове, Хангаїнське нагір'я. Область чітко обмежена: на півночі – горами Півдня Сибіру, на півдні – Куньлунь та Циньлін, на сході - східні схили Великого Хінгану. Перепади висот тут становлять 3000 м; днища западин розташовані на висоті 800-1500 м, а вершини хребтів досягають 4200 м.

Геоструктурною основою території є древня платформа. Більшість її активізованих структур виражені в рельєфі. Кристалічний фундамент виходить на поверхню тільки в бортах гірських споруд, а в більшості депресій вони перекриті потужною товщею мезозой-кайнозойських континентальних і прибережно-морських відкладів. Найбільше поширені піщаники і сланці юрського і крейдового віку. Чергування крупних і

масивних гірських хребтів, високих рівнини та нагір'їв пов'язано з вертикальними рухами окремих блоків. Разом з тим, відбуваються і горизонтальні переміщення блоків. На це зокрема вказують дані про зближення Паміру та Алаю, яка відбуваються зі швидкістю 2-3 см в рік. Тектоніка літосферних плит пов'язує диференціацію морфоструктур гір і рівнин Внутрішньої Азії з зіткненням Індійської платформи і Євразії. Найбільш крупні риси рельєфу Центральної Азії пояснюють рухом Індостану на північ.



Таримська западина (джерело: Google Earth).

На південно-західному і північному схилах Таримської западини встановлені насуви древніх порід на мезозойські і палеоген-неогенові відклади. Вздовж її південного борту простягається (на 1500 км) крупний

Алтинтагський розлом. Розлом чітко простежується на космічних знімках. Він перетинає і корінні породи і молоді конуси виносу, що свідчить про його сучасну активність. З ним пов'язані зміщення гірських відрогів і річкових долин. З Алтинтагським розломом пов'язані прояви вулканізму. Численні дрібні тріщини формують в Центральній Азії так звану мозаїку дрібних плит, які виникають в зоні зіткнення Індостану і Центральної Азії (Таримської і Алашанської западин, Тибетського нагір'я, плато Ордос інші).

У багатьох внутрішніх районах Центральної Азії панують аридні умови. Тут спостерігаються значні річні ($50-65^0$) і добові ($40-45^0$) коливання температур. Це зумовлює тут досить інтенсивне фізичне вивітрювання гірських порід. Опадів випадає мало: 10 мм (озеро Лобнор), 40-50 мм (Туранська западина), 200-300 мм – на сході Гобі. Більшість опадів випадають в теплу пору року, часто у вигляді злив. Зливи тут важливий чинник морфогенезу: вони переносять багато уламкового матеріалу і утворюють виразні ерозійні форми рельєфу. Іншим важливим чинником морфогенезу є вітер. Тут панують західні і північно-західні вітри. Вітри проникають на рівнини Центральної Азії через низькі перевали і проходи на заході території. Швидкість вітру сягає в Джунгарських Воротах 45-50 м/с, інших місцях – 30-40 м/с. Найбільш сильні вітри спостерігаються в травні і липні, як і пилові і піщані бурі. Для рівнин Центральної Азії властиві: влітку – суха мля, взимку – відсутність вітру, ясне небо, вихолоджування поверхні.

Таримська западина розташована між великими гірськими системами Тянь-Шаню і Куньлуню. Вона простягається на 1300 км і має ширину 500 км. Днище її розташоване на висоті 800-1200 м. Вважається, що потужність мезозой-кайнозойських відкладів в западині більше 8 км. Верхня їх частина представлена озерними та озерно-алювіальними відкладами, але в них встановлені і горизонти морських відкладів (ймовірно внутрішніх озер-морів). Море сюди проникало в палеогені і залишило відклади мергелів та вапняків із залишками морської фауни.

Горбиста рівнина зайнята в основному піщаними пасмами та барханами, але на її периферії, біля гір поширені озерно-алювіальні та алювіально-пролювіальні поверхні. Піщані пасма в центральній частині западини мають до 150 м в висоту і 300-1000 м в діаметрі. Між пасмами часто розташовані округлі улоговини. Бархани більш розвинуті по краях западини. Тут також зустрічаються лункові піски та пірамідальні дюни. Еоловий акумулятивний рельєф створюють взаємно перпендикулярні північно-західні та північно-східні вітри.

В східній частині Таримської западини розташовується унікальне озеро Лобнор, яке часто називають «озером-мандрівником». Його місце розташування та конфігурація повністю залежать від зміни режиму твердого і рідкого стоку річок Тарим та Кончедарья. Зміни у пригирлових частинах русл цих річок приводили до того, що заповнювались то північна, то західна, то південна частини величезної улоговини. Озерні басейни існували в четвертинний час як в західній, так і в східній частинах Таримської западини. В товщі озерних відкладів перешаровуються пісок і тонкі глини. Про більш вологий клімат у минулому свідчить карст, розвинутий у гірському кряжі Мазар-Таг, який розташований в центральній частині пустелі. Характерними елементами рельєфу є також фрагменти «мертвих» річкових долин, в яких інколи зберігаються тераси. Озерні та алювіально-пролювіальні відклади у передгір'ях перекриті лесами потужністю 8-30 м. Леси також покривають корінні схили і навіть морени древніх льодовиків. Нині лес накопичується тільки на схилах хребтів Куньлуня. Річкові долини врізані в лесовий покрив та верхні горизонти озерних глин. Глибина врізу у передгір'ї Куньлуня становить 40-60 м, а в центральній частині западини – 2-8 м.

Джунгарська западина менша по площі Таримської. Її довжина 500 км, ширина - 300 км. Тут зустрічаються острівні гори, складені кристалічними та осадовими породами, і тільки окремі ділянки поверхні покриті піском. По периферії западини розвинуті великі пролювіальні

нахилені поверхні шириною 40-50 км, складені відкладами піщано-галечниковими та жорствою. Під пухкими відкладами приховані червоноколірні породи мезозою та раннього кайнозою. На півночі депресії вони з поверхні складають столові височини, між якими розташовуються численні безстічні улоговини. Як і в Таримській западині, тут також зустрічаються «мертві» долини, в яких зустрічаються не тільки сухі русла та надзаплавні тераси, але і меандри та стариці. В будові терас представлені (знизу вверху): пісок (2,5 м), шаруватий лесовидний суглинок (5 м), пісок алювіальний (1 м), суглинок (1,6 м). Це свідчить про часту зміну динамічного режиму водних потоків.

Внутрішні області займають піщані горби та пасма. Еоловий рельєф представлений акумулятивними і деструктивними формами. Показовим тут є рельєф «еолових міст». Пасмові височини піднімаються на 180-350 м над дном улоговин. Вони складені юрськими і крейдовими піщаниками і глинами. Частина їх орієнтована згідно напрямків переважаючих вітрів і має вигляд пірамід, башт, різноманітних скульптур. Пасмо еолового міста на північному заході утворює 3 широкі уступи, що мають рівну поверхню, яка розчленована короткими й глибокими ярами. Уступи складені пластами піщаників.

В східній Джунгарії також збереглися останці пластової рівнини крейдового віку, що тривалий час знаходилась під впливом процесів ерозії та дефляції. Вершини останців мають випуклу і рівну поверхню і відносно перевищення до 20 м. На поверхні останців інколи зустрічається добре обкатана галька.

Галька нерідко суцільно покриває поверхні кам'янистих рівнин (гамад) внутрішніх областей Центральної Азії. Галька вкриває і схили і низькі денудаційні останці. Кварцовий склад, розмір, обкатаність гальки практично однакові. Походження гальки і її корінні джерела залишається дискусійним питанням. Дослідники допускають, що вона відкладена з більш древніх мезозойських та кайнозойських порід. Відзначається, що в горах, які

оточують Джунгарську та інші западини, багато кварцових жил, які також могли бути джерелом уламкового матеріалу. Близьче до гір галька стає більш крупною і гірше обкатаною.

В озерних улоговинах (озера Улюнур, Ебі-нур) сліди древніх берегових лінії встановлені на висоті від 5-7 до 50 м. В улоговині Великих озер (північно-західна Монголія) відзначаються 2 рівня берегових ліній древніх озер, що відповідають середньо- і пізньочетвертинним трансгресіям озер. Потужність пухких відкладів, що тоді утворились становить 50-70 м. В максимумах трансгресій озера зливались в один басейн довжиною більше 800 км і шириною 70-80 км. Тут виділяють наступні фази регресій та трансгресій озерних басейнів: 1) зволоження і трансгресії в середині пліоцену; 2) крупна регресія у кінці пліоцену; 3) невелика трансгресія в ранньому плейстоцені; 4) невелика регресія в середньому плейстоцені; 5) максимальна трансгресія з осциляціями в середньому плейстоцені; 6) регресія на початку пізнього плейстоцену, аридизація клімату в міжльодовикову епоху; 7) трансгресія в пізньому плейстоцені і утворення озерних терас; 8) регресія в першій половині голоцену; 9) невелика трансгресія в другій половині голоцену.

Алашанська депресія (1200-850 м) розташована на північ від гір Нань-Шань. На поверхні депресії чергуються низькі кряжі і горби з рівнинами, складеними піщаними та піщано-галечниковими відкладами. В її рельєфі виділяються: 1) обособлені низькогірні масиви; 2) піщано-галечникові рівнини; 3) сухі долини; 4) барханні та горбисто-пасмові піщані рівнини. Останні займають найбільшу площу. Висота барханів тут інколи становить 250 м. З півночі на південь депресію перетинає єдина річка Едзін-Гол.

Турфано-Хамійська западина розташована на південно-східному краю Тянь-Шаню на місці мезозой-кайнозойського прогину. З поверхні вона складена алювіально-пролювіальними та еоловими відкладами, що утворюють хвилясту рівнину. В її пониженнях знаходяться такири та солончаки. З півночі і півдня западину облямовують нахилені пролювіальні

шлейфи, глибоко розчленовані ярами з сухими руслами. В західній частині западини розташована Турфанська улоговина (-154 м), що витягнута в широтному напрямку майже на 200 км і має ширину 70 км. Дно улоговини складене пролювіальними і алювіальними відкладами. Місцями тут зустрічаються піщані масиви і солончаки. Найбільший солончак (Боджанте) часом перетворюється в гірко-солоне озеро довжиною 35-37 км і шириною 10-12 км. Середня кількість опадів в западині 20 мм, але інколи тут трапляються зливи, які сприяють інтенсивному делювіальному змиву на схилах і активному утворенню ярів.

Гори Бейшань (2791 м) розташовані між східною околицею Таримської і західною околицею Алашанської западин. В напрямку до центральної частини гір хвиляста рівнина змінюється окремими горбами та їх групами. Цей згладжений рельєф відносно низьких гір розташований на висоті 1700-2800 м. Гори Бейшань з відстані виглядають як низькі, довгі, сильно розчленовані пасма, розділені широкими рівнинними ділянками, вкриті з поверхні жорствою та гравієм.



Бейшань (джерело: Google Earth).

Морфоструктура Бейшаня - це склепіннієво-брилове підняття, яке складене досінійськими метаморфічними та кристалічними породами. Місцями тут виходять карбонові та крейдові відклади. Внутрішні міжгірські улоговини виповнені малопотужною (10-20 м) товщею неогенових та

четвертинних жорствяно-галечникових відкладів. Зовнішні ділянки зайняті сухими піщано-галечниковими нахиленими рівнинами.

Гори Бейшань мають типовий вигляд центральноазіатської пустелі. Вони сильно зруйновані процесами вивітрювання та денудації і облямовані поверхнями, місцями сильно нахиленими, складених потужною товщею жорстви. Вони формуються за умов дефіциту опадів, коли продукти руйнації гір не виносяться, а накопичуються на поверхні і утворюють пологий осип, який постійно збільшується. Вершини гір виглядають як островки на своєму склепінієвому п'єдесталі. Такі п'єдестали називаються «белями».

Хангайнське нагір'я (3905 м) - чітко окреслене склепіннієво-брилове підняття, складене палеозойськими піщаниками, алевролітами, аргілітами і вуглисто-глинистими сланцями, які прорвані інтрузіями гранітів, гранодіоритів, діоритів пізнього палеозою та мезозою.

Рельєф нагір'я характеризується згладженими межиріччями, де місцями зберігаються сплюснені вершинні поверхні – древні поверхні вирівнювання. Нагір'я має асиметричну поперечну будову: крутий південно-західний і пологий північний схил. Біля осьової зони нагір'я розвинуті структурні плато, які складені пізньочетвертинними базальтами. Під ними похований досить контрастний (до 500 м) пліоцен-четвертинний рельєф. В ряді випадків подошва базальтів нахилена вбік річкових долин і вони перекривають піщано-галечникові алювіальні відклади.

Для Хангайнського нагір'я характерна річкова сітка, яка використовує ортогональну систему тектонічних тріщин. Глибина долин нині становить 600-1200 м. Долини терасовані. Найвища (120 м) тераса вважається ранньочетвертинною. Середньочетвертинний вік мають тераси висотою 60-80 м. Тераси з висотою 20, 8-12, 3-6 м мають пізньочетвертинний вік. Тектонічні порушення місцями зміщують невеликі долини. Так, Болнайський розлом за пліоцен-четвертинний час зсунув окремі долини на 200 м.

Для східного схилу нагір'я характерні долинні базальтові покриви. В деяких долинах добре зберігаються вулканічні конуси висотою до 60, а в поперечнику кілька десятків метрів. Від цих вулканів вниз по долині тягнеться лавовий потік на 12-13 км. Лави виповнюють невеликі улоговини у передгір'ях. Велика сейсмічність свідчить про підняття нагір'я.

Нагір'я неодноразово охоплювали зледеніння. Встановлюються сліди 1 середньочетвертинного і 2 пізньочетвертинних зледенінь. Поверхня середньочетвертинної морени розташована на висоті 2200-2400 м. Вона має горбистий рельєф, де зустрічаються численні озерні улоговини. Морена представлена слабо сортованими валунними суглинками потужністю 2-15 м. Пізньочетвертинні гляціальні утворення свідчать про розвиток гірсько-долинних льодовиків. Від них залишились карі, трогові долини, вали кінцевих морен. Більшість карів розташовані на висоті 2800-3200 м.

Рівнина Гобі – найбільша і найвища (900-1200 м) внутрішня рівнина Центральної Азії. Її часто відносять до плоскогір'я - вона представлена окремими горами, пасмами, кряжами. Назва рівнини походить від назви пустельних та напівпустельних ландшафтів з розрідженою рослинністю на поверхнях, складених жорствою та піщано-галечниковими відкладами. Тут переважають пластові рівнини крейдового, палеогенового та неогенового віку. Також зустрічаються денудаційні цокольні рівнини з ділянками дрібносопковика, алювіально-пролювіальні і озерно-алювіальні рівнини, вулканічні плато.

Пластові рівнини Гобі розташовуються в центральній, південній, східній і північно-східній Монголії. Поверхня їх складена горизонтальними пластами алевролітів, аргілітів, мергелів і конгломератів крейдового віку, а також піщано-глинистими палеогеновими та неогеновими відкладами. Корінні породи часто перекриваються жорствою та галькою. Загальною рисою цих рівнин є поєднання майже плоских поверхонь і глибоко розчленованих ерозією східчастих схилів. Також поширені цокольні

денудаційні рівнини, представлені увалистими поверхнями з жорствою, і неглибоко розчленовані сухими руслами і дрібними западинами. Над поверхнею часто здіймаються масиви дрібносопковика, які оточені белями. В західній частині Гобі білі представляють собою схили молодих піднять, які продовжують підніматись. Корінні породи, що складають білі, зрізані денудацією, а нахил поверхні залежить від степені тектонічного підняття центральної частини такого масиву.

В північній частині Монгольського Алтаю дрібносопковик утворює ланцюг височин, що простягаються вздовж границь тектонічних структур. Такі ділянки звичайно утворюють витягнуті смуги між горами і рівнинами. Висота деяких сопок – 50-100 м. Схили їх вкриті крупною жорствою розміром 5-8 см. Сопки розділені між собою широкими конусами виносу тимчасових водотоків, складених жорствою. Пасма і горби інколи «тонуть» в масі алювіально-пролювіального матеріалу.

Алювіально-пролювіальні нахилені рівнини зазвичай тягнуться вздовж гірського облямування западин рівнини смугою шириною 40-50 км. Вони утворюються шляхом злиття конусів виносу тимчасових водотоків з зливним характером стоку і селями. Рівнини складені галечниками та пісками, в яких зустрічаються прошарки жорстви. Біля краю пролювіальних рівнин зазвичай формується вузька смуга пилюватих пісків та суглинків. Накопичення пролювіальних відкладів відбувається досить швидко.

Площа алювіальних рівнин становить 60 тисяч км², 3/4 площі яких покриті піском. Це плоскі поверхні зі слідами ерозійного розмиву, складені тонкозернистими пісками і супісся, що свідчить про широкі розливи річок. Блукання річок зумовлено передусім значною насиченістю води уламковим матеріалом. Високий (4-5 кг/м³) вміст звішених та волочених наносів в потоках приводить до висування дельт і зміщення русл рік. Це приводить до розмиву пролювіальних шлейфів і їх насичення водою. Характерною рисою

арідної гідрографії є міграції рік і озер, викликані не тектонічними причинами. Ріки і озера інколи зникають з поверхні.

Вулканічні плато і нагір'я зустрічаються в північно-західній і східній частинах Гобі. Найкрупніше в Монголії вулканічне плато Дариганга займає площу 10 тисяч км². Воно розташоване на висоті 250-300 м і перекрите базальтовими лавами потужністю 25-100 м. Це слабо горбиста рівнина з невеликими долинами малих водотоків, яка розбита численними тріщинами. Останні виверження відбувались тут у голоцені. Лави інколи перекривали річкові тераси. На плато виявлено 222 згаслі вулкани висотою 25-300 м.



Пустеля Гобі (джерело: Google Earth).

Ще одною характерною рисою поверхні рівнин Гобі є жорствяно-галечникові відклади, що залишились після видування вітром дрібного піску. Вони покривають її своєрідним панциром і несуть сліди пустельного засмагу.

В південно-східній Монголії зустрічаються невеликі астроблеми. В рельєфі вони представляють ізометричні увігнуті депресії до 2,0 км в поперечнику, які оточені валом висотою 5-10 м.

Хребет Великий Хінган (2034 м) оточує рівнину Гобі на сході смугою шириною 230 км і довжиною 1200 км. Це низькі і середні гори з круглими або плоскими вершинними поверхнями. Хребет складений осадовими палеозойськими і мезозойськими породами, які прорвані гранітами. Значну площу займають покриви ліпаритів і кварцових порфірів. Великий Хінган –

це крупний горст-антиклінорій, сформований на західному краю Північно-Маньчжурського масиву. Поперечний профіль хребта має помітну асиметрію: крутий східний і пологий західний схили. Внаслідок асиметрії східний схил Великого Хінгану більш ерозійно розчленований, причому долини тут часто мають характер ущелин. Річки, що стікають з Великого Хінгану, несуть багато уламкового матеріалу. На місці Північно-Східної та Середньо-Амурської западин в четвертинний час існували озера, які при врізанні рік Тунгарі та Амуру в середньому плейстоцені були спущені. Зараз річки мігрують між ерозійних останців, складених озерними та озерно-алювіальними відкладами, які інколи перекриті базальтовими покривами.

Горбисте *плоскогір'я Ордос і Лесове плато* входять у так звану Лесову провінцію Китаю, що тягнеться з заходу на схід від міста Ланьчжоу до хребта Тайханьшань. На півдні вони обмежені хребтом Циньліну, а на півночі межа проходить у вигляді нерівної лінії від міста Чжунвей до передгір'їв Великого Хінгану. Абсолютні висоти тут досягають 2500 м. В північній частині Ордосу близько від поверхні залягають юрсько-крейдові піщаники, мало стійкі до процесів денудації. Місцями поверхня рівнин перекрита масивами пісків. Як і в Гобі, тут спостерігаються галечникові покриви. Вже в південній частині Ордосу з'являються глибоко розчленовані лесові поверхні, що досягають найбільшого розвитку на Лесовому плато.

Лесові плато складені з поверхні лесовидними суглинками. Потужність їх помітно зростає з наближенням до гір. Леси високо заходять в гори на висоту 2000-3000 м. В горах серед шаруватих лесів інколи зустрічаються льодовикові валуни. Леси тут порівняно однорідні, пухкі і слабо ущільнені породи. Вони пористі, не шаруваті та слабо шаруваті, карбонатні. Їм властива вертикальна тріщинуватість і здатність утворювати вертикальні віддільності. При високому рівні ґрунтових вод леси швидко мокріють і стають рідко-текучими. Однак частіше пористість лесів приводить до швидкого просочування води, що викликає просідання, обвали, зпливини.

В лесах зустрічаються численні горизонти похованих ґрунтів. Потужність лесової товщі досягає 350 м. Вона поділяється на горизонти (зверху вниз): 1) лес «хуанту», жовтий без похованих ґрунтів, алювіальний, делювіальний, пролювіальний; 2) лес жовтий, пілуватий з похованими ґрунтами у вигляді світлих краснувато-коричневих суглинків; 3) лес червоний з прошарками світлого, з похованими ґрунтами у вигляді краснувато-коричневих важких суглинків; 4) глини світло-червоно-коричневі, які перешаровуються з похованими ґрунтами у вигляді темно-червоно-коричневих і маліново-червоних глин; 5) глина червона з похованим ґрунтом у вигляді темних і маліново-червоних глин.

В західній і центральній частинах Лесової провінції потужність лесів досягає 300-500 м, а глибина ерозійного розчленування межиріччь нерідко більше 300-400 м. На схід потужність лесу зменшується до 30-50 м. Судячи з віку найбільш древніх лесових горизонтів, аридизація Центральної Азії почалась не пізніше пізнього пліоцену. Рельєф Лесової провінції переважно ерозійно-еоловий, а леси в основному мають еоловий генезис. Придолинний рельєф сильно зрізаний ярами та ритвинами. Серед форм вершинних поверхонь межиріччь Лесового плато переважають куполоподібні сплюснені горби в поперечнику біля 50 м – маоо. В нижніх частинах маоо інколи спостерігаються ланцюги правильних суфозійних лійок. На схилах їх часто зустрічаються яри та промоїни з вертикальними стінками висотою до 2 м. На дні ярів є багато водобійних котлів.

В східній частині Лесового плато в рельєфі виражені лінійні западини-грабени, орієнтовані вздовж межі з Східно-Азіатським поясом гір і рівнин. Потужність четвертинних відкладів в них становить до 300 м. В ранньо- і



Лесове плато (джерело: Google Earth).

середньо четвертинний час дно западин було зайнято озерами, спущеними при перебудовах річкової сітки. У західній межі Лесової провінції Китаю в рельєфі також спостерігаються сліди тектонічної активізації. Вздовж західного борту долини ріки Хуанхе спостерігаються крупні обвали по лініям активних розломів. На лесових поверхнях утворюються просідання ґрунту. Часто єдина поверхня лесової провінції буває розбита порушеннями на сходи різної висоти, що спостерігаються у зонах розломів. Численні широкі депресії, виповнені потужними четвертинними відкладами, р. Хуанхе частково наслідує, але здебільшого перетинає їх в хрест, утворюючи

каньйони. Перетинаючи Лесову провінцію Хуанхе часто змінює напрямки згідно з основними структурними елементами. На півночі Хуанхе оминає Ордоську плиту, а далі різко повертає на південь. На цьому шляху вона перетинає 4 тектонічні западини і тут найбільш повно виражені річкові тераси. Між депресіями річка Хуанхе часто протікає в скелястих яристих берегах. Тут в повільний рівень води піднімається на 8-10 м. Незважаючи на це, леси покривають всі річкові тераси і навіть заплаву Хуанхе. Це свідчить про безперервний процес утворення лесу.

Середня річна кількість опадів в Лесовій провінції біля 400 мм. 80 % опадів випадає в липні-вересні більше у вигляді злив, коли відбувається сильна ерозія лесових поверхонь. Ріка Хуанхе виносить за рік 1860 млн. т мулу або 10,5 тис. м³ з 1 км².

На розвиток рельєфу Центральної Азії впливали вулканізм, древні зледеніння, висихання території і аридизація її клімату, формування покривних відкладів, міграції річок та озер.

Вулканізм в неоген-четвертинний час привів до утворення на рівнинах і в горах Центральної Азії вулканічних порід, які впливали на її рельєф. Тут зберігаються вулканічні конуси і лавові поля пізньочетвертинного віку. Місцями базальти перекривають алювіальні відклади голоценового віку.

Древні зледеніння представляють важливу палеогеографічну проблему Центральної Азії, яка охоплює питання утворення льодовиків в аридних умовах, кількість і динаміка зледенінь. Льодовики Тянь-Шаню, Наньшаню, Куньлуню мали довжину до 9-15 км і спускались до висоти 3,0-3,5 тис. м, а в західній частині Таримської западини на передгірську рівнину до висоти 2,0 тис. м. Зледеніння охоплювали передгір'я Хангаю, Хентея, Монгольського Алтаю. Льодовиково-нівальна та аридна зони в четвертинний період змикались, що утруднює діагностику льодовикових відкладів. Льодовикові і селеві відклади схожі зовнішньо, часто насичені сіллю. В льодовикових

трогах процеси фізичного вивітрювання сильно руйнують льодовикову штриховку, а гігантські осипи часто перекривають льодовикові форми і відклади. При збільшенні вологості клімату льодовики збільшувались в розмірах. На Тибеті масштаби зледенінь завжди були менші. Льодовики тут займали 15-20 % площі. Необхідно відзначити і певну метакронність зледеніння і гумідизації, на яку впливали тектонічні підняття гір Центральної Азії.

Висихання представляє важливу географічну проблему території Центральної Азії. Дані свідчать, що тут упродовж четвертинного періоду чергувались сухі і вологі фази, які тривають тисячі і десятки тисяч років. Підняття гір збільшують орографічну контрастність поверхні, що веде до збільшення диференціації аридних або гумідних кліматичних умов на окремих ділянках. Натомість, на рівнинах зберігається стійка тенденція їх аридизації. Це проявляється в їх рельєфі, де основні його нерівності створені аридними процесами. Тут розвинуті великі алювіальні, озерно-алювіальні і алювіально-пролювіальні рівнини, численні белі, розгалужена ерозійна сітка ярів, сухі долини, леси.

Покривні відклади, які розвинуті в межах улоговин Центральної Азії, були утворені процесами алювіальної, пролювіальної, озерної акумуляції. З процесами ерозії пов'язано виникнення галечникових покривів в їх днищах, з еоловими - лесові покриви і своєрідні дефляційні ландшафти.

Зі змінами кліматичних умов пов'язані явища *міграції річок і озер*. Зокрема, одночасне випадіння великої кількості опадів різко збільшувало поверхневий стік, масу перенесеного та накопиченого уламкового матеріалу в руслах річок. Це приводило до міграції річок та озер.

3.2.4. Центрально-Китайське нагір'я.

До Центрально-Китайського нагір'я входять хребет Циньлін, Сичуаньська улоговина, плато Гуйчжоу і Східний Юньнань. В морфоструктурі нагір'я виділяються складчасто-брилові гори, плоскогір'я і пластові рівнини. Структурно-тектонічну основу Центрально-Китайського нагір'я утворює розбита на окремі блоки Синійська платформа. Нагір'я Юньнань і плато Гуйчжоу співпадають з виходами древньої структури Тибетського масиву, де складчаста структура Синійської платформи була перероблена мезозойськими рухами і наступним альпійським тектогенезом. Хребет Циньлін успадковує юрсько-крейдове тектонічне підняття, а Сичуаньська улоговина розташована в крупному платформному прогині. Древні кристалічні породи фундаменту тут перекриті потужною товщею червоноколірних піщаників та глин вік яких від силуру до палеогену, які накопичувались в частково проточних озерах в смузі западин вздовж східного краю Цинхай-Тибетського нагір'я. Тут проходить структурний шов, який розділяє Тибетську плиту з поясом гір та рівнин Центральної Азії.

Хребет Циньлін складений осадовими та метаморфічними породами докембрію та палеозою. Він має асиметричну будову. Висота хребта складає 200-2500 м, сягаючи максимуму висоти 4107 м (Тайбайшань). Циньлін складається з кількох паралельних хребтів. В структурному відношенні - це крупний горст-антиклінорій, який на півночі обрамлений активною тектонічною зоною, що відділяє його від грабену р. Ветхе. Обернені до нього північні схили хребта (як і південні) розчленовані глибокими долинами. В осьовій зоні хребта виходять піщаники і кристалічні сланці. Тут переважають гостровершинні межиріччя, круті схили, зустрічаються кари четвертинних зледенінь, древні поверхні вирівнювання.

Западина, зайнята р. Вейхе, має довжину до 300 км і ширину - 60 км. Дно западини - це рівнина, ділянки якої розташовані на висоті - 360 (схід) -

700 м (захід). Западина, зайнята р. Ветхе – це молодий грабен, який виповнений озерно-алювіальними відкладами потужністю більше 500 м. В них зустрічаються прошарки пеплу потужністю 2-3 м. Долина р. Ветхе має широкі (до 30 км) низькі тераси, які складені піщано-суглинистим алювієм. Як і древні акумулятивні алювіально-озерні рівнини, в які пізніше була врізана р. Ветхе. Пізньо- і середньо четвертинні відклади її терас підстелені піщано-глинистими відкладами пліоцену. Майже усі тераси р. Ветхе мають лесовий покрив, потужність якого місцями сягає 40 м. Лесові відклади зустрічаються і на північному схилі Циньліну.

Біля південного схилу Циньліну протікає р. Ханьшуй (ліва притока р. Янцзи). Її система охоплює східчасті западини і підняття, які їх розділяють. В місцях перетину підняття утворюються вузькі каньйони. В верхній течії р. Ханьшуй, в западинах, зустрічаються тераси висотою 10-15, 25, 55, 110, 155 м. В геологічній будові 55-метрової тераси виділяється горизонт червоних глин. Вниз по долині число терас стає 4 (найвища тераса розташована на висоті 70 м, а червоні глини зустрічаються в розрізі алювію 25-метрової тераси). Таке віяло терас, що сходяться вниз за течією, зумовлене різким зменшенням підняття на сході Циньліну та прогинаннями на сході Північно-Китайської рівнини. Будова хребта і поєднаних западин вказує на блоково-бриловий характер новітньої морфоструктури всього гірського масиву.

Сичуаньська улоговина розташована південніше хребта Циньліну, в крупному платформному прогині, який виповнений мезозойськими та кайнозойськими континентальними відкладами, потужність яких більше 4 км. Улоговина має в поперечнику 300 км. Дно її розташоване на висоті 400-800 м. Улоговину розрізають ліві притоки р. Янцзи. Долина Янцзи проходить вздовж південної частини улоговини. Горби і низькі межиріччя в її межах складені переважно піщаниками і сланцями крейдового віку.

В Сичуаньській улоговині розвинуті 3 типи рельєфу: 1) денудаційних пасом (схід); 2) горбисто-ерозійний (центр); 3) алювіально-пролювіальної

рівнини (захід). Пасма витягнуті у північно-східному напрямку. Для них характерні сплюснені вершини. Тут розвинутий карстовий рельєф. Плоско-вершинні горби в центрі улоговини підкреслюють морфоструктуру пластової рівнини. Алювіально-пролювіальна рівнина на заході була утворена при злитті великих конусів виносу.

Плато Гуйчжоу (100-1200 м) і *нагір'я Юньнань* (1500-2000 м), які розташовані на півдні, характеризуються різко розчленованим рельєфом. У вершинному поясі їх гір зустрічаються древні поверхні вирівнювання.

Нагір'я Юньнань в центральній частині складене метаморфічними породами докембрію. На периферії вони змінюються палеозойськими осадовими породами (переважно вапняками). Нагір'я сильно розчленовано ерозійними процесами. Долини річок тут часто мають форму каньйонів глибиною до 1000 м. Для річкової сітки тут характерні ортогональні напрямки. На заході нагір'я переважає меридіональне розташування хребтів. Для східної частини характерні хребти з округлими вершинами і сильно розвинутий карстовий рельєф. На східному краю нагір'я, характерні для мезозою і кайнозою диференційовані тектонічні рухи, сприяли утворенню ланцюгу улоговин, виповнених озерно-алювіальними відкладами, які були помітно дислоковані неотектонічними рухами. Деякі улоговини (озера Куньмін та інші) представляють собою грабени, утворені на склепіннієвих підняттях. В минулому, озеро Куньмін займало більшу площу. Четвертинні озерні відклади тут зустрічаються на висоті до 100 м над озером в 10-15 км від нинішнього берега озера.

Ланцюги улоговин мають субмеридіональне простягання і приурочені до зони розтягнення земної кори Альпійсько-Гімалайського та Внутрішньо азійського поясів гір. Тут розташовані і численні сейсмічні зони.

Плато Гуйчжоу складене більше вапняками та сланцями, які прорізані глибокими каньйонами. Схили плато досить круті, що викликано значними

градієнтами тектонічних рухів. Для межирічч характерний увалистий структурний рельєф, часто броньований вапняками. В північній частині плато переважає рельєф ерозійно-денудаційний, а на решті території – карстовий («кам'яні ліси», провалля, лійки, печери ін.).

Для гір і рівнин Центральної Азії характерний контрастний молодий і оновлений древній рельєф, пов'язаний з активними пліоцен-четвертинними тектонічними рухами. Вона обрамлена зонами рифтів і вулканізму. На морфогенез території впливали кліматичні умови. Зміни яких проявляється в розвитку тут флювіальних, аридних, льодовикових форм рельєфу.

Контрольні запитання і завдання

1. Покажіть на карті орографічні елементи рівнин Середньої Азії і Казахстану.
2. Яка геоструктурна основа Казахстанського дрібносопковика?
3. Морфоструктура рівнин Середньої Азії і Казахстану?
4. Як літологічний склад порід Казахського щита впливає на рельєф і ландшафт Казахського дрібносопковика?
5. Як на структуру і рельєф рівнин Середньої Азії і Казахстану вплинув орогенез гір Центральної Азії?
5. Як виражені етапи розвитку рельєфу на рівнинах Середньої Азії і Казахстану?
6. Особливості геоструктури і орографії Тянь-Шаню?
7. В чому особливості розвитку річкових долин Тянь-Шаню?
8. Опишіть зони вертикальної поясності Тянь-Шаню.
9. Назвіть і покажіть на карті орографічні області Паміру.
10. В чому особливості морфоструктури Паміру?
12. Які особливості геологічної будови Копетдагу і як вони виражені в морфоструктурі Копетдагу?
13. Які основні орографічні елементи території гір і рівнин Центральної Азії?
14. Палеогеографічна історія Лесової провінції Китаю?
15. Які палеогеографічні події впливали на рельєф гір і рівнин Центральної Азії?

3.3. Гори і рівнини Східної і Південно-Східної Азії

3.3.1. Гори, нагір'я і рівнини Далекого Сходу.

Це область кайнозойської складчастості, яка охоплює Камчатку, Курильські і Японські острови. В її рельєфі переважають гори і нагір'я і зустрічаються невеликі по площі рівнини.

Камчатка та *Курильські острови* утворюють *Курило-Камчатську область*, яка включає Курильські острови, Камчатку і Корякське нагір'я і відображують різні стадії розвитку Тихоокеанської геосинклінальної зони.

Курильські острови утворені на найбільш ранній стадії геосинкліналі - опускань і окремих піднят. Морфоструктуру островів представляють вулканічна острівна дуга і глибока Курильська западина. Край останньої ускладнений підводним хребтом Витязя, який з часом вийде з під рівня моря і приєднається до Малої Курильської дуги. *Камчатка* та *Корякське нагір'я* перебувають в наступній стадії розвитку геосинкліналі – раннього орогенезу. Для Курильського пасма характерна океанічна і проміжна земна кора, Камчатки і Корякського нагір'я – геологічно молода континентальна кора.

Дуже висока інтенсивність новітніх тектонічних рухів зумовлює пряме відображення геологічної структури в рельєфі і його молодість. В рельєфі Курильських островів, відображені не тільки повздовжні, але і поперечні елементи структури геосинкліналі. В межах Курильських островів виділяються 3 райони: Північно-Курильських крупних вулканічних островів; групи Середньо-Курильських дрібних вулканічних островів; Південно-Курильських гірсько-рівнинних островів. Північно-Курильські острови досягають висоти 2339 м (вулкан Алаїд), Середньо-Курильські - 1,5 км, Південно-Курильські - 1819 м (вулкан Тятя).



Камчатка(джерело: Google Earth).

Відносне зниження Середньо-Курильських островів зумовлене проходженням крупного планетарного прогину, який на суші продовжується Приколимським швом. Тут відомі і інші поперечні розломи і прогини, але основними є повздовжні структури.

Морфоструктуру Камчатки і Корякського нагір'я визначає «гратка» повздовжніх і поперечних розломів. На Камчатці виділяються: повздовжні брилово-складчасті горст-антиклінорії, які виражені в рельєфі Серединним хребтом (3621 м) і системою Східних хребтів (2741 м, Авачинська Сопка); повздовжні грабен-синкліналі - Центрально-Камчатська (4750 м, Ключевська Сопка,) і Західно-Камчатська. На Камчатці діють 23 вулкани, які утворюють 2 типи вулканічного рельєфу – вулканічних конусоподібних форм і лавових плато. Лавові плато утворені кількома центрами виверження. Нові базальтові виливи руйнують та перекривають утворений раніше рельєф. Це характерно для сходу і півдня Камчатки.

Геоструктурну основу Корякського нагір'я (1820 м) утворює брилово-складчастий антиклінорій. Корякське нагір'я відділяється від нагір'їв Колими та Чукотки повздовжнім прогином, що проходить від Пенжинської губи до Анадирської затоки. В рельєфі Камчатки і Корякського нагір'я в чергуванні

мисів і заток на Тихоокеанському узбережжі проявляються поперечні структури. Миси представляють виходи підводних хребтів. Поперечні структури відображуються на суші в орогідрографії, розподілі сейсмічних і вулканічних зон.

Японські острови.

Японські острови - це система островних дуг, які облямовують зі сходу Азію. Тут виділяться 4 крупні острови (Хоккайдо, Хонсю, Сікоку і Кюсю). На південь від них розташований архіпелаг Рюкю, а на схід і захід від них невеликі островні групи. Загальна площа островів 370 тис. км². Вони простягаються з півночі на південь (між 24° і 45° пн. ш.). Японські острови розташовані в зоні субдукції Тихоокеанської плити під материк Євразія. Для неї характерні складна геоструктура і рельєф дна, виділяються смуги підводних і надводних гірських споруд, стійкі жорсткі ділянки і глибокі океанічні жолоби. Найбільші глибини тут спостерігаються в Курило-Камчатському і Японському жолобах, які прилягають зі сходу до північної частини Японських островів. Одноименний глибоководний жолоб оточує острови Рюкю. Для Японських островів характерна складна система проток, заток, внутрішніх басейнів. Зокрема між островами Хонсю, Сікоку і Кюсю розташовується Внутрішнє Японське море. Для Японських островів характерна висока сейсмічність (до 1,5 тисяч поштовхів на рік), яка останнім часом помітно збільшилась. На Японських островах спостерігається вулканічна діяльність експлозивного типу, яка властива для жолобів і островних дуг. Вулканізм найбільш характерний для західної окраїни островів і центральної частини Хонсю, де проходять глибокі розломи. З 150 вулканів Японських островів 40 діяли в історичний час, а 15 і нині. В деяких районах вулканічні форми представляють найвищі точки рельєфу. В геологічній будові Японських островів вулканічні породи різного віку відіграють важливу роль. В сучасну епоху спостерігається активізація вулканічної діяльності. Японські острови формуються з палеозою. Велике

значення для них відіграли орогенічні рухи мезозою, які супроводжувалися потужною вулканічною діяльністю. В неогені і на початку четвертинного періоду мезозойські структури були оновлені вертикальними тектонічними рухами, які (і вулканізмом) утворили сучасний рельєф. Сучасний рельєф відзначається контрастністю. Тут переважають середньовисотні гори, морфологію яких визначають пологі і вирівняні поверхні, які підняті на різну висоту. Для Японських островів характерні глибоко врізані річкові долини. Сучасна сейсмічна активність викликає постійні зміни земної поверхні. Низовини займають тільки невелику площу на островах. Вони розташовані в тектонічних улоговинах в зонах узбережжя, між гірськими хребтами і горбами. Молоді тектонічні рухи відзначаються диференційованістю, що визначає характер берегової лінії островів - сильно порізаної, з чергуваннями інгресивних ділянок, які недавно піднялись. Найбільш розчленована берегова лінія Тихоокеанського узбережжя. Берегова лінія внутрішнього моря більш проста і визначається системами розломів. Особливості абразійних терас на окремих ділянках узбережжя свідчать про чергування опускань і піднять. Для гір переважають повздовжні напрямки простягань. На острові Хоккайдо, в напрямку з північного сходу на південний захід проходить вулканічний ланцюг, який є продовженням Курильської вулканічної дуги. В центральній частині острова гірські ланцюги сходяться, утворюючи високий Центральний масив (Асахі, 2290 м). Низовина Ісікарі одна з найбільших в Японії. Берегову лінію Хоккайдо визначають в основному разломи. Вона мало розчленована, тут чітко виражені абразійні тераси. Гірські споруди продовжуються з Хоккайдо на острів Хонсю 3 ланцюгами гірських хребтів, розділених долинами і улоговинами. Для гір характерні пологі ерозійні схили і вирівняні поверхні. Висота найвищого середнього ланцюгу (хребет Оу) більше 2,0 тис. м. На захід від нього проходить ланцюг Діва, східніше - Кітакамі і Абукума. Найвищі точки цих ланцюгів утворюють вулкани, в на східному ланцюзі вулканів немає. У середній частині острова, хребти зазначених ланцюгів сходяться. Тут розташовується найвища гірська область Японії, найбільш

інтенсивні сучасний вулканізмом і сейсмічність. Тут сходяться північні і південні гірські ланцюги островів, проходять лінії глибинних розломів, уздовж яких піднялися найвищі гори. Весь район, від узбережжя Тихого океану до Внутрішнього Японського моря, перетинається смугою розломів, які утворюють так званий Великий грабен Японії. Ця наскрізна структура заповнена вулканічними продуктами, по краях і в середній частині якої розташовуються високі діючі вулкани, серед яких і найвища вершина Японії – вулкан Фудзіяма (3776 м). На північний захід від Великого грабена розташовуються так звані Японські Альпи, де виражений альпійський рельєф і висота більше 3,0 тис. м. Значну роль у формуванні рельєфу цих гір відіграло заледеніння. Всі хребти підходять під різними кутами до Великого грабена. Для них тут характерні високі скидні схили. У південно-західній частині Японських островів гірські ланцюги мають переважно субширотні простягання. Гори тут невисокі, мають згладжені форми рельєфу, сильні тектонічне і ерозійне розчленування.

В береговій зоні островів Хонсю, Кюсю і Сікоку розташовуються невеликі низовини, до яких приурочені устя гірських річок, які складені алювіальними відкладами. Деякі з них представляють конуси виносу тимчасових водних потоків. Найбільші рівнини Японії розташовані на Тихоокеанському узбережжі Хонсю. Це: Канто - біля берегів Токійської затоки, на якій розташовані великі міста і порти Токіо і Йокогама; Ноги - біля затоки Ісеноумі, де розташоване місто Нагоя; Кенан - біля затоки Осака, де розташовані міста Кіото, Осака і Кобе. На західному узбережжі Хонсю розташована невелика рівнина Етіго. Улоговини розташовуються і у внутрішніх частинах островів, де приурочені до зон крупних розломів.

Архіпелаг островів Рюкю складається з 98 невеликих островів. Над їх складчастим палеозойським фундаментом розташовуються конуси вимерлих і діючих вулканів. Тут також утворюються коралові острови.

3.3.2. Гори і рівнини островів Малайського архіпелагу.

Малайський архіпелаг - це найбільше на Землі скупчення островів (майже 10 тисяч островів) з загальною площею до 2 млн. км². Острови розташовані між материковою Азією і Австралією. Малайський архіпелаг включає Великі та Малі Зондські острови, Філіппінські, Молуккські та декілька груп більш дрібних островів.

Для території характерні надзвичайна подрібненість, значні коливання висот, різноманітні форми рельєфу, що зумовлено інтенсивними рухами земної кори. Поруч з вулканами Яви та Суматри (3-4 тис. м висоти), на дні Індійського океану розташована глибини 7 тис. м, а на схід від Філіппінських островів - найбільш глибокі на планеті западини. На заході острови Суматра, Ява і Калімантан здіймаються над Зондським шельфом - великою мілководною відмілиною, яка з'єднує ці острови з континентальним Індокитаєм. Глибини моря тут в середньому становлять 90 м. Відмілина виникла при затопленні суші в результаті евстатичної трансгресії плейстоцену. Дно тут має досить одноманітний рельєф, який визначають затоплені долини. Зовсім інший характер має Сахульський шельф. Ця затоплена частина Австралійського континенту зв'язує Австралію і Нову Гвінею. Він відділяє їх від Малих Зондських островів недавно утвореною Тиморською улоговиною (2 тисячі м). Внутрішня частина Сахульського шельфу неглибока (90 м) і відділяється різким уступом від зовнішньої частини з глибинами до 550 м. Західна частина островів відділена від східної Макасарською протокою. Східна частина архіпелагу розташована в геосинклінальній області і відзначається інтенсивними тектонічними рухами. Острови оточуються високо піднятими рифами і відзначаються прямими береговими лініями. Між недавно піднятими островами розташовані глибокі моря - Целебеське (6220 м), Молуккське (4710 м), Сулу (5580 м), Банда (7440 м), Саву (3470 м), Тиморське (3310 м). Висока подрібненість архіпелагу –

результат древньої геологічної історії розвитку. Він розташований на східній околиці океану Тетісу - типового середземного моря з багатьма островами, частою зміною в просторі і часі глибин та окреслення. Морські відклади тут зустрічаються з пізнього палеозою, але повні розрізи морських відкладів тут не зустрічаються. Останні горотворні рухи, що супроводжувались інтрузіями, почались в крейді, і досягли максимальної інтенсивності в пізньому міоцені. В результаті цього сформувались складки з насувами, місцями покриви. Внаслідок підняття і складкоутворення виникла крупна суша – Австралазія, яка через Зондські острови і Нову Гвінею з'єднала Азію і Австралію. Ця суша була глибоко зруйнована процесами денудації. На півночі, між Зондською сушею і древніми масивами існувала геосинклінальна западина. В наступному, після відновлення тектонічної активності утворились западини, ортогональні і діагональні системи тектонічних розломів, відбувся розпад Австралазії і виникли нинішні острови. При утворенні улоговин дна морів проявились тектонічні рухи: ізометричних - вертикальні, витягнутих – горизонтальні. Горизонтальними рухами тектонічних плит були викликані дугоподібна форма островів, випадки скупчення структур різних напрямків.

Досить інформативними при встановленні послідовності розпаду суші, відділенні і відновленні зв'язків островів, є зоогеографічні дані (зокрема вивчення коралових споруд).

З ранньої геологічної історії Малайський архіпелаг є ареною активної вулканічної діяльності. Сучасні вулкани групуються в ряди, приурочені до тектонічних зон. Причому в західній частині архіпелагу вулкани розташовані з внутрішньої сторони складчастої зони. Тут переважають виверження вибухового типу (Кракатау, Тамбора) і вулкани представляють великі гори з кальдерами. Найбільш поширені андезитові та базальтові лави. На Суматрі нараховується 12 діючих вулканів, Яві – 27, Малих Зондських островах – 15, островах Банда – 5, Філіппінах – 12, Целебесі і Хальмахері по 6 вулканів.

Суматра. В орографії острова спостерігається контраст між горами Барісан і вулканами на заході, які оточені вузькою береговою рівниною і значною по площі алювіальною рівниною, яка звужується ні південний схід. Гори є результатом молодого складчастості (ймовірно у ранньому міоцені), яка супроводжувалась утворенням розломів, покривів та екзотичних скель. В процесі підняття гір утворились згідні з простяганнями складок грабени, виповнені неогеновими та четвертинними відкладами, та крайові скиди. Ці структури визначають досить складну морфологію нагір'я, яке уступом обривається на південний захід, і конфігурацію західного узбережжя Суматри, де навіть поверхня молодих берегових терас сильно увігнута. Окремі високі плоскогір'я на півночі і південному сході острова ймовірно є залишками неогенової поверхні вирівнювання.



Суматра (джерело: Google Earth).

Вулкани Суматри розташовані рядами паралельно повздовжнім розривам в цоколі, складеного гірськими породами різного віку. На півночі цоколь розташований на висоті 3,0 тис. м, в центрі острова – 1,2-1,3 тис. м, на південному сході - він занурений під палеогенові і неогенові відклади. Найбільш високі вершини - вулкани Керинчі (3800 м) і Демпо (3120 м). В крупній скидовій улоговині розташоване озеро Тоба (глибиною 433 м). Над

рівнем озера на висоті 455 м встановлені древні озерні відклади. Улоговина виникла в процесі підняття гір Барисан.

Вздовж східних схилів гір простягаються горбисті райони Дамбі і Палембанга, складені палеогеновими і неогеновими відкладами, які зім'яті у складки. До них прилягає підняте плато, яке переходить у широку (250 км) заболочену низовину, утворену річковими наносами. Низовина закінчується маршами узбережжя з манграми. В долинах річок, що перетинають ділянки горбів, встановлені 2 тераси висотою 90-120 і 30-50 м.

Ява – найбільш вивчений острів Малайського архіпелагу. Він розташований східніше поперечного порушення, де розташовані Зондська протока і залишки вулкану Кракатау. Острів Ява складений кайнозойськими відкладами. Товща морських верхньоеоцен-міоценових порід (переважно вапняків і мергелів) була зім'ята у складки на початку пліоцену, пізньому пліоцені, в ранньочетвертинний час. Вулкани збереглись тут у вигляді руїн висотою 1900 м. Ява була архіпелагом з 8-10 островів, які з'єднались в результаті складкоутворення і підняття у пізньому плейстоцені, акумуляції алювію і вулканічного матеріалу, при утворенні рифів. При цьому відбувалось прогинання синклінальних глибоководних морських западин. В середньому плейстоцені в центральній частині острова Ява могла існувала морська протока, а з півночі до нього прилягала алювіальна рівнина.

Крім рівнини, на острові Ява виділяються 3 повздовжні зони, які чітко виражені в його східній частині. Вздовж південного узбережжя простягається *південна зона* розвитку верхньоеоцен-міоценових піщаників і вапняків. Тут розвинутий гірський рельєф, зустрічаються деформовані тектонічними рухами фрагменти поверхонь вирівнювання, річкові долини крутими урвистими схилами, кеглевидні (закруглені) карстові форми, сухі долини, потужні шари «тера роса». *Середня структурна зона* Яви - це пояс четвертинних відкладів. На заході вони підстеляються палеогеновими і неогеновими породами, з якими разом складають нагір'я. На сході вулкани

групуються у 2 лінії і височіють як гори над рівниною. Максимальною активність вулканів була в пізньому плейстоцені. Вулкани розташовуються частіше на краю улоговин. *Північна зона* палеогенових і неогенових відкладів на острові Ява займає обособлене положення. Вона виникла на місці геосинкліналі і перші фази складкоутворення тут були в кінці пліоцену і, частково, середньому плейстоцені. У верхньому плейстоцені, разом з обрушеннями великих масивів суші морського узбережжя, відбувались склепіннієві підняття решти острова і приєднання до нього північної зони. На північному сході острова виділяються хребти, складені інтенсивно дислокованими неогеновими відкладами. Тут зберігаються залишки незначно випуклої древньої поверхні вирівнювання. Активна пенеппенізація почалась ще при піднятті гір. Нижче її розташовується молода поверхня вирівнювання, до якої притулена різко дислокована висока тераса антецендентних долин в місці прориву хребта Кенденг. Вік нижньої акумулятивної тераси пізньочетвертинний.

Малі Зондські острови розташована на південь від Яви. Вони складені дислокованими міоценовими і більш молодими відкладами і відзначаються активним сучасним вулканізмом. На островах розташовані діючі вулкани: Балі - Агуанг (3160 м), Ломбоці - Рінджані (3775 м) інші. На острові Сумбава виділяють 3 періоди вулканічної активності - в міоцені, пліоцені і плейстоцені (включаючи сучасний вулканізм). Тут виділяється зруйнований вулкан Тамбора (2800 м), від якого зберігся тільки кратер глибиною 500 м, заповнений водою. В пізньому пліоцені відбувалось складкоутворення і виникали грабени. В пізньому плейстоцені виникли поперечні розломи, в зонах яких існували морські протоки, які розділили всю дугу Малих Зондських островів, і відбулось їх стрімке підняття. Низькі тераси тут переходять на берегову рівнину і мають висоту 75 м. 4 середні (до 210 м) і високі (місцями до 1200 м) тераси мають абразійне походження. Поруч з ними розташовуються затоплені рифи, що свідчить про опускання. Численні острови, розташовані в між Сумбавою і Флоресом в напрямку Целебесу- це

залишки можливого мосту єдиної суші, яка розпалась тільки в пізньому плейстоцені.

Острів Флорес оточений крутими схилами, що піднімаються з моря. Розвинуті на півночі острова високо підняті рифи зумовлюють терасованість. На острові розвинутий вулканічний рельєф, представлений частково діючими вулканами, які з'єднані туфовими плато. Виділяються вулкани Інері (2245 м), Лобато (1875 м), Воло-Бобо (1660 м).

Внутрішню Зондську дугу утворюють вулканічні острови Солор, Ломблен, Алор, Ветар, Романг, Дамар, Малі острови Банда.

Зовнішня Зондська дуга починається з острова Сумба. Особливістю її є поява кристалічних порід і різних осадових порід від пермського і до пліоценового віку і відсутність діючих вулканів. На Тиморі нижній покрив утворює гірську країну вздовж південного узбережжя острова, а верхній - екзотичні скелі та окремі гори (фату). Біля північного узбережжя вони переходять в нагір'я з високим карстовими плато і гнейсовим масивом Муті. В пліоцені тут відбувались опускання і накопичувались вапняки. Далі відбувались незначне складкоутворення і нові опускання. З плейстоцену відбувались переривисті підняття, які утворили досить пологі склепіння. Схили Тімору круті, скидові, щільно розчленовані молодими долинами. Верхньопліоценові і нижньочетвертинні морські відклади, які усіяні кораловими рифами, займають третю частину острова і простежуються до висоти 1400 м. Насувну структуру також мають острови Леті та Бабар. Зміщена на схід група островів Тиморлаут складена коралами. Ще східніше розташовані низькі острови Кай. Мілководне Арафурське море і Сахульська банка утворюють своєрідний міст до Нової Гвінеї. Внутрішню сторону дуги займає глибоководне море Банда.

Молуккські острови (83,7 тис. км²) розташовані в східній частині Малайського архіпелагу. Основні острови: Хальмахера, Церам, Буру, Місол,

Сула. Хальмахера складається з 4 півостровів, що оточують обширні затоки з сильно розчленованою береговою лінією. Палеогенові відклади острову сильно дислоковані, неогенові – частково. У внутрішній частині і на північно-східному півострові древні вулканічні породи складають височини, що здіймаються на 1500-1600 м. Більша частина узбережжя горбиста (до 400 м), молоді рифові вапняки підняті в північній частині узбережжя на висоту 250 м. З 6 діючих вулканів тільки Гомконора відносно високий – 1570 м. На островах Тідоре і Тернате, які розташовані біля західного узбережжя Хальмахери, діють сучасні вулкани. На островах Церам і Буру, складених кристалічними сланцями і виверженими породами, залягають потужні мезозойські та еоценові вапняки, які інтенсивно зім'яті в складки і зсунуті на південний захід. На Церамі вони складають масивні гори Бінайя (3010 м), на Буру досягають висоти 2600 м. На Церамі дислоковані неогенові відклади утворюють увігнуту на південь дугу. Розташовані на півночі Церамського моря - острів Місол (300 м) складений карстовими вапняками, острови Обі (1520 м) і Сула (1750 м) – частково зім'ятими юрськими породами, які залягають на древніх сланцях. Для островів властиві інтенсивні четвертинні рухи. На Церамі молоді коралові рифи досягають відміток 300 м. Місол має нахил і інтенсивне опускання на південь.

Сулавесі (Целебес) нагадує збільшену копію острова Хальмахери. Острів має пальцеподібну форму. В його середній частині спостерігаються меридіональні складки зім'ятих палеогенових порід. Але сучасні окреслення і основні форми рельєфу острову створені молодими, в тому числі четвертинними, рухами. «Серединна зона» розділяє острів на західну і східну частини. В Центральному Целебесі виділяється, виповнена морськими неогеновими відкладами, западина Посо, яку оточує пенеплен олігоценового віку, сформований на мезозойських і більш древніх породах, на висоті до 2000 м. На заході над пенепленом піднімаються скелясті масиви, які складені гранодіоритами. На сході пенеплен розбитий на горсти і грабени, утворені по гратці розломів. Від зони розломів на заході острову і до узбережжя

Макасарської протоки простягається горбисте складчасте нагір'я неогенового віку. Складки насунуті у напрямку берегової лінії. Процеси горотворення, які тут продовжуються, проявляються у дрібності берегової зони. Південний півострів Целебесу з північного заходу на південний схід перетинає зона занурення, в якій нагромаджувались неогенові і четвертинні породи. Тут розташовуються озера. На південь від зони занурення розвинуті вулканічні породи і розташований згаслий вулкан Ломпобананг (3980 м). В місці з'єднання південно-східного і північно-східного півостровів розташований хребет Вербеек – мезозойський батоліт, частково перекритий складчастими мезозойськими відкладами. Склепіння розбите розломами на грабени, зайняті глибокими озерами. Південно-східний півострів складений кристалічними сланцями і мезозойськими породами. В неоген-четвертинний час тут чергувались періоди опускань і піднять. В середній частині північно-східного півострову простягаються карстові платоподібні гори Токала (2600 м), які складені мезозойськими і палеогеновими відкладами. Гори оточені горбистою рівниною сформованої на неогеновій моласі. На південному узбережжі розвинута четвертинна абразійна тераса висотою 500 м. Вузкий гористий півострів Целебесу в північно-східному напрямку перетинають гірські ланцюги висотою 2100-2700 м, які сильно подрібнені, складені гранітами і сланцями. Тут розташовуються згаслі і діючі вулкани (Сопутан, Клабат). На північному узбережжі коралові вапняки підняті на висоту до 1000 м. Вулканічні острови Сангіхе з'єднують Целебес і Калімантан.

Калімантан. На півдні Східно-Азіатський пояс закінчується активізованою ділянкою древньої Зондської платформи – горами і рівнинами острова Калімантан. Острів розташований в екваторіальному поясі лісів, де випадає 2000-3000 мм опадів на рік. В орографії острова в центрі виділяється система гірських масивів і хребтів, які витягнуті на північний схід і сягають висоти 4101 м. В напрямку узбережжя масиви змінюються невисокими острівними горами, які переходять в погорбовані рівнини.

Гори складені гранітами, кристалічними сланцями, піщаниками, вапняками, туфами, дацитами, базальтами. Мезозойські осадові породи слабо дислоковані, а в западинах встановлені кайнозойські вугленосні товщі. Разом з тим, в північно-східній, найбільш високій частині острова, виявлені розбиті розломами неогенові відклади, що свідчить про значну тектонічну активність в четвертинний час. Її підтверджує і розвинутий в південно-західній частині острова вулканічний рельєф пліоцен-четвертинного віку.

В рельєфі острова переважають відпрепаровані денудацією гранітні масиви з округлими плоскими вершинами, структурні піщаникові і базальтові плато, вапнякові пасма. Глибокі річкові долини місцями представлені ущелинами.

Філіппінські острови – це найбільш подрібнена частина Малайського архіпелагу. Вони характеризуються молодого історією розвитку рельєфу. Найбільш древні осадові і магматичні породи островів мають юрський вік. Тут відсутні морські крейдові відклади, але розвинуті морські палеогенові. Великі площі на островах займають палеогенові андезитові покриви. В олігоцені Філіппінські острови були повністю затоплені морем. На межі олігоцену і міоцену відбувається складкоутворення, а в міоцені часткове вирівнювання рельєфу. Міоценова денудаційна поверхня далі була піднята і деформована при утворенні склепіння. На його краях спостерігаються дислоковані пліоценові відклади. Активізація рухів привела до оживлення вулканічної діяльності, яка триває і нині, і утворення конусів вулканів. Вулкани утворюють 3 меридіональні пасма, які сходяться на півночі, в південно-західній частині Лусону. Багато вулканів виникли з історичний час – 12 вулканів нині діючі. Тектонічні западини і міжгірські улоговини виповнені андезитовими і базальтовими туфами. В верхньому плейстоцені, внаслідок підняття, виникли деякі острови. Вони також викликали ерозію терасованих берегових рівнин. Разом з тим, естуарії річок східної частини островів свідчать про сучасні опускання. На сході Філіппінські острови круто

обриваються вбік Філіппінського жолобу. Через острів Лусон проходять Центральні Кордильєри (Пулог – 2925 м), що представляють обширні плато, ймовірно залишків древньої поверхні вирівнювання. Вздовж східного узбережжя Лусону проходить хребет Сьєра-Мадре, а на півдні – гори Самбалес. На схід від них проходить западина, яка виповнена неогеновими відкладами. На півдні Лусону розташовується діючий вулкан Тааль (2580 м). Кілька смуг вулканів перетинають півострів Камарінес, де виділяється симетричної форми конус вулкану Майон (2420 м). Через острови Вісаяс проходить тектонічна лінія, ще розгалужується у південно-західному і північно-східному напрямку. Північ острова Масбате представляє гірський вузол висотою більше 2000 м. На острові Негрос розташований діючий вулкан Коклаон (2465 м). Острови Себу і Лейте відзначаються високими гірськими ланцюгами. На островах Самари і Бохоль вулкани відсутні, а їх рельєф типу плато. На Мандоро виділяється вулкан Алькон (2590 м). В східній частині острова Мінданао простягається гірський ланцюг, що продовжує хребет Сьєра-Мадре. На півострові Замбоанга, біля вирівняних вулканічних пасом, виділяються древні піщаники і діорити. На захід від бухти Давао розташовуються окремі гори-вулкани, зокрема, Апо (2930 м) і Дапіак (2620 м). Острови Сулу з'єднують Мінданао і північно-східну частину Калімантану.

3.3.3. Гори і рівнини Приамур'я, Сахаліну, Маньчжурії та Корейського півострову.

Приамур'я і Сахалін представляють окрему Приамурсько-Сахалінську морфоструктурну область. Татарська протока в геологічному відношенні молода і тому в льодовикові епохи Сахалін з'єднувався з материком. Четвертинні зледеніння і коливання рівня океану впливали на розвиток рельєфу Сахаліну і Сіхоте-Алію. Це підтверджує поєднаність їх

морфологічної структури. Гірські хребти утворюють тут єдине віяло, яке розходиться на південний захід. Крайніми елементами віяла є хребет Тукурінгра-Джагди (1605 м) і хребти Сахаліну – Західно-Сахалінський (1325 м) і Східно-Сахалінський (1609 м). Тукурінгра-Джагди витягнутий широтно, а хребти Сахаліну - меридіонально. Між ними розташовані хребти інших напрямків. Буреїнський хребет є продовженням хребту Доссе-Аліню північно-східного напрямку. Субмеридіональний хребет Сіхоте-Алінь (2077 м) ближче до меридіонального підняття Сахаліну.



Сахалін (джерело: Google Earth).

Хребти Приамурсько-Сахалінської області - це крупні тектонічні підняття – морфоструктури. На південний схід від хребту Тукурінгра-Джагди і до берегів Японського моря змінюється і характер морфоструктури хребтів: починають переважати складчасто-склепіннієві деформації в їх будові і самі морфоструктури омолоджуються. Хребет Тукурінгра-Джагди обмежений розломами - це блокова морфоструктура. Хребет Сіхоте-Алінь – це відносно проста склепіннієва морфоструктура, ближча за будовою до хребтів Сахаліну - крупних складчастих антикліноріїв. Для них характерні і розломи.

Морфоструктура Тукурінгра-Джагди сформувалася в кінці юри і на початку крейди. Сіхоте-Алінь має пізньокрейдово-палеогеновий вік. Хребти Сахаліну сформувались на межі неогену і плейстоцену.

Гори займають до 80 % площі Приамурсько-Сахалінської області. Між гірськими хребтами тут розташовані рівнини і плато, де переважають 2 рівні висот - 50-100 м і 300-500 м. Вони мають акумулятивне походження і складені товщами озерно-алювіальних відкладів неогенового і четвертинного віку. До них прилягають денудаційні поверхні вирівнювання, які фіксовані потужними кірами вивітрювання.

Для східної частини Приамурсько-Сахалінської області характерна складчасто-склепіннієва морфоструктура. В синклінальних прогинах тут переважають акумулятивні низовини. Антиклінорії тут продовжують рости, а синклінорії опускатися. На заході області переважають ізометричні западини (Верхньозейська, Зейсько-Буреїнська, Середньо-Амурська).

В новітній час крупні морфоструктури Приамурсько-Сахалінської області тектонічно активні. Новітні підняття хребтів становлять 1,5-2,0 км. Зейсько-Буреїнська та інші западини опускались в неогені, а в четвертинний час вони піднімаються. Важливу роль тут відіграють горизонтальні рухи. Для зон розломів характерні зсуви та насуви. Тектонічні блоків переміщуються з півночі на південь і зі сходу на захід. Нові і новітні рухи супроводжувались інтенсивним вулканізмом. Найбільш активними виливи лави були в пізній крейді-палеогені і в пізньому міоцені-пліоцені.

В морфоструктурі Приамурсько-Сахалінської області простежується структурна успадкованість з домезозойськими, мезозойськими і кайнозойськими структурами. Основні морфоструктури утворились після завершення пізньокрейдової складчастості. З пізньої крейди і до олігоцену тривали диференційовані підняття хребтів, опускання западин, потужні вулкані виверження. В олігоцені - пізньому міоцені тут сформувалась

олігоцен-середньоміоценова поверхня вирівнювання рівня низьких гір. Пліоценова поверхня вирівнювання визначає сучасний рельєф передгір'їв Сіхоте-Аліню.

В Приамурсько-Сахалінській області спостерігаються невідповідності між орографічним планом і річковою сіткою. Ріки Амур і Аргунь у своїх нижніх течіях практично не приурочені до западин, а утворюють «долини прориву» через гірські відроги Сіхоте-Аліню. В них відсутній стік на південь, в Тихий океан, зокрема через Суйфунську і Ханкайську депресії, які частково використовує р. Уссурі, яка тече на північ, до Середньоамурської западини. Не виключено, що в палеогені і міоцені стік відбувався на південь, в затоку Петра Великого, який припинився в пліоцені, коли зародився сучасний Амур. Але найбільш вірогідно, що впродовж пізньої крейди-неогену Пра-Амур тік, як і зараз, на північ вздовж морфоструктури Малого Хінгану. В пліоцені, в результаті тектонічних перебудов, виникла близька до сучасної річкова сітка.

Крім тектонічних рухів, перебудов гідросітки, неодноразово відбувались виливи базальтів. Вони були особливо значними в міоцені - тоді лави заповнювали річкові долини, утворювали греблі, які створювали великі озера. В долинах річок Приамурсько-Сахалінської області розвинутий комплекс терас. Краї терас нерідко згладжені делювіальними і соліфлюкційними процесами, що перетворює їх в терасо-ували. Найбільш високі тераси (40-70 м і вище) мають пізньопліоцен-ранньочетвертинний вік. Тераси середнього комплексу (15-20 і 30-40 метрів висоти) мають середньо четвертинний вік. Голоценовий вік мають низька і висока заплави.

Зледеніння в четвертинному періоді охоплювало всі гірські хребти континентальної частини території (Сіхоте-Алінь, Буреїнський, Тукурінград-Джагди, Джугджур). Сліди їх є і на Сахаліні. Зледеніння були неодноразові. Допускається 4 зледеніння, але 2 ранньочетвертинні і 1 середньочетвертинне вважаються проблематичними. В пізньочетвертинний час відбувались муніканське і селітканське зледеніння. В міжльодовіков'я відбувались

трансгресії морів, а під час регресій Сахалін приєднувався до материка. Від пізньольодовикових зледенінь зберігаються драбини карів, трогові долини, баранячі лоби, ригелі. В трогових і річкових долинах зустрічаються льодовикові озера, бічні і кінцеві морени. В цілому, зледеніння не впливало суттєво на рельєф області, а проявлялось лише на вершинах гір.

Приамурсько-Сахалінська область розташована в зоні флювіальної морфоскульптури. Вічна мерзлота тут розвинута слабо, а місцями повністю відсутня. Тут переважають типові ерозійні і акумулятивні форми рельєфу. В горах - це ерозійно-денудаційні форми (педименти, останцеві сопки). В річкових долинах на озерних і озерно-алювіальних рівнинах виділяються комплекси переважно акумулятивних терас і молоді ерозійні форми. В горах розвинута вертикальна поясність. Вершинні частини гір відносяться до поясу льодовиково-кріогенної морфоскульптури. Тут розвинуті покриви жорстви, нагірні тераси тощо. Нижче розташований пояс флювіального рельєфу.

Гори і рівнини Маньчжурії та Корейського півострову включають Східно-Маньчжурські гори, Північно-Корейські гори, плоскогір'я Чайбайшань, Південно-Корейські гори, Північно-Східні рівнини Китаю.

Східно-Маньчжурські гори представляють собою систему низьких і середніх хребтів, що мають брилову морфоструктуру. Вони витягнуті майже на 1400 км і представлені окремими гірськими ланцюгами. Гори складені сланцями, піщаниками, вапняками, зім'ятими в складки і розбитих тектонічними розломами.

Долини річок Ялуцзян і Туминцзян розділяють Східно-Маньчжурські і *Північно-Корейські гори*. Останні більш згладжені і складені в основному архейськими і протерозойськими гнейсами і кварцитами.

Плоскогір'я Чайбайшань складається виверженими породами, які перекриті андезитами, базальтами і трахітами. Вулканічні породи бронюють верхні частини межиріччя, де утворюють обширні структурні плато.

Потужність базальтів тут досягає 450-500 м. Долини річок, що розсікають плато, мають форму каньйонів. В центрі плоскогір'я розташований вулкан Пектусан (2744 м), діаметр якого 30 км. В центрі вулкану розташований кратер, заповнений озером. В кратері є кар та невелика трогова долина з льодовиком. Вулкан періодично прокидається (в 1597, 1702 і 1898 роках).

Південно-Корейські гори (1267 м) характеризуються різко розчленованим рельєфом, сформованим в мезозойських осадових і вивержених породах.

Північно-Східні рівнини Китаю (150-200 м) розташовані в тектонічній депресії, яка виповнена в нижній частині мезозойськими, а у верхніх горизонтах –неоген-четвертинними морськими, алювіально-пролювіальними та лесовими відкладами. Виділяються Сунгарійська алювіальна, Східно-Маньчжурська алювіально-пролювіальна, Північно-Жехеська алювіальна та Ляохейська алювіально-морська рівнини. Над ними місцями здіймаються останцеві гори. Рівнини неглибоко розчленовані (20-50 м) і нахилені під кутом 5-10⁰. Часто зустрічаються невисокі горби (5-12 м висотою), які складені пролювіальними піщаними і піщано-галечними відкладами і невеликі витягнуті улоговини. Пролувіальні поверхні нині перетворюються на рухливі еолові арени. Дюни тут досягають висоти 30 м. Під час дощів між ними часто утворюються тимчасові озера. Під час повеней на р. Сунгарі, північні частини рівнини перетворюються в озерні або заболочені басейни.

3.3.4. Рівнини і плато Північного Китаю.

Сюди входять Північно-Китайська рівнина і плато Шансі.

Північно-Китайська рівнина - це майже горизонтальна поверхня (з абсолютними відмітками 15-50 м). Ширина її 200-300 км. Тут переважають численні протоки та озера, і нечітко виражені долини річок. Поверхня сильно заболочена і вкрита мулистим матеріалом, який переносять Хуанхе та Янцзи.

Рівнина сформована в результаті тривалої акумуляції в межах Синійської платформи в умовах диференційованих рухів тектонічних блоків. Потужність четвертинних відкладів на рівнині становить сотні метрів. Вони в основному теригенні, серед яких зустрічаються рідкі прошарки морських. Палеозойський фундамент розташовується на глибині 700-1500 м, має складний рельєф. Фундамент перекривають неогенові червоноколірні глини (до 500 м потужності). Вони перекриті тонкозернистими четвертинними відкладами. Останні 700 тисяч років ця територія опускається і, завдяки компенсаційному накопиченню відкладів, залишається сушею. Під товщею пухких відкладів розташовуються витягнуті у субмеридіальному напрямку грабени та горсти. В центрі рівнини розташовується горст Шаньдун (1545 м), який має східчасту морфологію і розбитий численними тріщинами.

В середній течії р. Янцзи розвинуті горбогір'я та низькі гори, які чергуються з озерно-алювіальними рівнинами, відділеними від Північно-Китайської рівнини горами Хуайяньшань (1860 м). Тут плосковершинні межиріччя межують з рівнинами депресій. Тут виділяються різко врізані крутосхилі долини. На захід від озера Поянху розташовані куести, які вироблені в піщаниках.

Плато Шаньсі розташоване на захід від Північно-Китайської рівнини. Назва «плато» є доволі умовна, оскільки тут переважають горбогір'я, низькі та середні гори і тільки окремі ділянки мають вигляд плато. Від західного краю Північно-Китайської рівнини плато Шаньсі відділяє хребет Тайханшань (1000-2870 м). Хребет має асиметричну будову – крутий східний і пологий західний схили.

На захід від хребта Тайханшань простягаються в меридіональному напрямку ланцюги хребтів, які розділені витягнутими западинами. Хребти мають східчасту будову схилів і вирівняні межиріччя. На плато Шаньсі розвинуті 5 основних типів рельєфу: 1) різко розчленований низько- та середньо гірський ерозійно-тектонічний рельєф; 2) низькогірний і горбистий

ерозійний рельєф з незначним покривом пухких відкладів; 3) горбисто-пасмовий глибоко розчленований рельєф на місці древніх акумулятивних рівнин; 4) вулканічний рельєф конусів вулканів, лавових покривів і потоків; 5) горбисті рівнини дна тектонічних западин.

На плато Шаньсі широко розвинуті покривні відклади лесів, глини, пісків. Розрізи їх в межах міжгірських западин свідчать, що в останні 5 млн. років тут були спокійні тектонічні умови. Пухкі відклади активно розмиваються водно-ерозійними процесами. Тут розвинуті бед-ленди.

В пізньому кайнозої відбувається тектонічна активізація древніх розломів і розпад крупних депресій на дрібні. Результатом їх є східчастість дна западин, скиди, встановлені в ранньочетвертинних конгломератах, вулканізм. Западини були утворені в неогені. Потужність пухких відкладів в них 300-500 м. Контрастність рельєфу тут підсилює високо піднятий над западиною хребет Хеншань (2250 м). На схилах розташовується багато невисоких (80-100 м) вулканів, лавових покривів і потоків. Вулканічна діяльність тут почалась в кінці пліоцену, а останні виверження були зафіксовані в 6 ст. н. е. Цій області властиві сильні землетруси (9-10) балів.

Більшість западин є замкнуті, але є і проточні. Річки прорізають хребти, які піднімаються, і утворюють тут антецендентні долини.

В історії розвитку рельєфу плато Шаньсі виділяються 5 етапів: 1) *доміоценовий* - формування регіональної поверхні вирівнювання; 2) *пізньоміоценовий* – розвинутого ерозійного рельєфу, активізації тектонічних процесів і перших проявів вулканізму; 3) *пліоценовий* – різкого відособлення западин і накопичення в них уламкового матеріалу; 4) *ранньочетвертинний-середньочетвертинний* – підсилення сейсмічних і вулканічних процесів; 5) *пізньочетвертинний-сучасний* – активізації тектонічних і сейсмічних процесів, утворення потужних лесових покривів.

3.3.5. Південно-Китайські гори.

Південно-Китайські гори представляють собою короткі, середньої висоти хребти, які розділені западинами. Ці гори є прикладом інверсійного рельєфу: їх осьові частини відповідають синкліналям, а западини – антикліналям. Гори складені піщаниками, сланцями, вапняками і гранітами. Для хребтів, складених вапняками, характерний карстовий рельєф, зокрема баштовий карст. Він розвинутий в західній частині гір на висоті 1500-1900 м і представлений стовпами висотою більше 100 м («кам'яні ліси»), які оточені полями шириною 1-2 км. В межиріччі рік Цзоцзян і Юцзян висота карстових башт досягає 200-300 м. В басейнах рік Гуйцзян і Хецзян карстові форми поховані під товщею неогенових червоноколірних глин, відкопаних в четвертинний час, коли виникли денудаційні останці зі зрізаними вершинами висотою 80-150 м.

Карстова область Південно-Китайських гори сформувалась завдяки поєднанню чинників: потужній товщі вапняків; великої кількості опадів; високому рівню залягання підземних вод; значній тріщинуватості карстових порід; розчленованому рельєфу, сприятливому для глибокого дренажу. Карстові останці інтенсивно розмиваються поверхневими водами. Тут накопичуються брили і уламки, які швидко руйнуються і розчиняються. Так починається розчленування карстових поверхонь шляхом розширення крупних тріщин. Схили окремих карстових масивів з часом у вершинній частині зближуються і утворюється ландшафт «кам'яного лісу». Після руйнації якого виникає карсто-денудаційна вирівняна поверхня. Рельєф «кам'яного лісу» також формується при руйнації шаруватих товщ піщаників, глинистих сланців і конгломератів. Для Південно-Китайських гір характерний і псевдокарстовий рельєф у вигляді залишкових горбів, складених гранітами. Він утворюється завдяки глибокому проникненню ґрунтових вод по тріщинам і хімічному вивітрюванню гранітів. Зливи

швидко вимивають уламковий матеріал і процес триває до утворення вертикальних останців і башт. При утворенні крутих схилів (50^0) псевдокарстовий процес уповільнюється.

Північно-західна частина Південно-Китайських гір представлена ерозійно-денудаційними утвореннями – горбами, плоскогір'ями, низькими горами. В осьовій частині висоти досягають 1000-1300 м і гори отримують форму склепіння. Прибережні хребти, що складені ліпаритами, від осьової зони відділяються вузькими лінійними западинами з горбисто-увалистим рельєфом. На крайньому південному заході поширені денудаційні рівнини і плоскогір'я. Для сильно зрізаного узбережжя в провінціях Фуцзянь і Гуандун характерний рельєф гранітних «цукрових голів» та скелястих останців.

Для острова Хайнань характерні горбогір'я, низькі гори (фрагменти древнього пенеплену), базальтові плато. В багатьох місцях острова розвинута латеритна кора вивітрювання.

3.3.6. Гори, рівнини і плато Індокитаю.

В орографії півострову Індокитаю виділяються Північно-В'єтнамське нагір'я, система північно-західних хребтів Айлаошаню, Чионгшону, які розташовані на заході, півночі і північному сході, плато Корат, плоскогір'я Контум, в центрі - рівнина Дарлак і хребет Дангрек. Найвищими гори розташовані на півночі півострову. Хребет Чионгшон простягається вздовж Тонкінської затоки і має середню висоту більше 2 тисяч метрів. На південь від нього розташовуються плоскогір'я Контум (1571 м) і плоскогір'я Дарлак (500-700 м). З останнім межує Південно-Аннамський гірський масив (2405 м). На крайньому південному заході півострову розташовані гори Кравань (800-1600 м). Широка рівнина Пхрапронг відділяє їх від субмеридіонального простягання хребта Донгихраяфай (1550 м). В центрі півострову значну

площу займає пластова рівнина з острівними горами, яку називають плато Корат (130-350 м). З півдня її обмежує вузький ланцюг (15-20 км) низьких гір Дангрек (761 м). На південь від них і до морського узбережжя розташовується рівнина Меконгу (10-80 м).

Геологічна будова півострова різноманітна. Хребти в північній і східній його частинах складені зім'ятими у складки піщано-глинистими сланцями, піщаниками, вапняками палеозойського і мезозойського віку, які прорвані гранітними інтрузіями. В східній частині осадові товщі перекриті неоген-четвертинним покривом андезито-базальтів. На рівнинах найбільш поширені піщаники, сланці, вапняки тріасового-крейдового віку, які в гирлі р. Меконгу перекриті неогеновими та четвертинними озерно-алювіальними відкладами.

Півострів Індокитай повністю розташований в зоні вологих тропіків з мусонним кліматом. Середньорічні температури тут $+20$ - $+26^{\circ}$, сума річних опадів 1800-2500 мм. В холодну пору року на гірських вершинах інколи випадає сніг.

Північно-В'єтнамське нагір'я (1400-1500 м) розташоване в північно-східній частині півострову. Тут розвинуті 2 основні типи гірського рельєфу: 1) низьких гір, складених піщаниками, сланцями, гнейсами; 2) гірських масивів і невеликих плато з крутими схилі, складених вапняками. Гірські хребти і плато розділені депресіями, які вповнені озерно-алювіальними відкладами неоген-четвертинного віку. В межах Північно-В'єтнамського нагір'я виділяються 2 рівня рельєфу: нижній – представлений горбистими ділянками, складеними алювіальними відкладами; верхній – представлений розчленованими ерозійними процесами горбами, які складені неогеновими відкладами. Вапнякові плато – це карстові території. Тут розвинуті зокрема карстові тунелі довжиною до 400 м і висотою 20-40 м. Річкові долини нагір'я характеризуються східчастим повздовжнім профілем, слабо терасовані. Терасованість і глибоко врізані долин (до 500-700 м) вказують на тектонічну активність території. Густа долинно-річкова сітка існує завдяки значній

тріщинуватості території. Для гранітних масивів характерний радіальний рисунок, вапнякових плато - паралельних спрямлених долин. На всіх рівнях рельєфу розвинута тропічна кора вивітрювання, місцями латеритного типу.

Гірська система Айлаошань (2500-3100 м) – це антиклінальні хребти, складені гранітами, гнейсами і сланцями, які розділені пониженнями вапнякових плато. Переважаючі форми рельєфу тут сильно розчленовані хребти. Фрагменти вирівняного рельєфу представлені 3 ярусами (1350-1450, 1700-1800, 2100-2200 м). На верхньому ярусі збереглись залишки древніх долин.

Плато Тафін і Синтай складені вапняками, піщаниками і конгломератами тріасу, які місцями прорізані гранітними інтрузіями. Плато розчленоване глибокими долинами. Тут розвинуті карстові форми рельєфу, червоноколірна кора вивітрювання, зустрічаються денудаційні останці висотою 20-50 м. Схили мають східчасту будову, пов'язану з відсіданнями та сповзаннями вапнякових брил.

Північно-В'єтнамське нагір'я і плато Синтай розділяє акумулятивна рівнина Бакбо (Червона). Ширина її становить 50-200 км. Вона сформована на місці палеоген-неогенового грабену (типу ріфту), виповненого товщею кайнозойських відкладів потужністю до 700 м (четвертинні в ній становлять до 250 м). В рельєфі рівнини виражені слабо нахилені тераси висотою 5-, 10- і 25-метрових терас, які складені алювіально-пролювіальними відкладами. В прибережній смузі річка Хонгха та її притоки утворюють численні рукави алювіально-дельтової рівнини. Над рівниною піднімаються на 50-125 м острівні гори, які складені палеозойськими породами.

На південний захід від Північно-В'єтнамського нагір'я і плато Синтай розташовується *плоскогір'я Траннінь*, де зберігаються фрагменти древнього пенеплену і високо піднятих річкових долин.

Вздовж Тонкінської (Бакбо) затоки тягнеться *хребет Чионгшон*. Це смуга субпаралельних гірських пасом розділених гірськими депресіями. Пасма глибоко прорізані крутосхилими річковими долинами. Хребет складений гранітами, гнейсами, піщаниками. Він має помітну асиметричну будову - крутий і яристый східний схил і пологий східчастий західний. На півдні хребта розташовується гранітний масив Нгоклінь (2598 м).

На південь від Нгокліня рельєф більш контрастний і згладжений. На *плоскогір'ї Контум* розвинуті майже суцільні покриви андезито-базальтів неоген-четвертинного віку. Виділяються згаслі вулкани, зруйновані ерозією, в яких зустрічаються озера. Плоскогір'я має асиметричну будову. Крутий його схил обернений до моря, а пологий спускається сходами до долини р. Меконгу. На погорбованій поверхні плоскогір'я зустрічаються широкі, часто заболочені, річкові долини. Схожий рельєф спостерігається і на плоскогір'ї Дарлак (800-900 м), яке закінчується Південно-Аннамським масивом (2405 м), який складений гранітами, дацитами та іншими кристалічними породами. Тут також розвинуті неоген-четвертинні базальтові покриви. В західному напрямку гори змінюються горбисто-увалистими плоскогір'ями, складеними піщаниками та сланцями.

Плато Корат – це нахилена пластова денудаційна рівнина, складена червоноколірними піщаниками. На півдні плато обмежене горами Дангрек, що утворились в неоген-четвертинний час.

Рівнина Меконгу розташовується в тектонічній западині, що почала формуватись в еоцені. Потужність кайнозойських відкладів в ній коливається від 270 м до 4000 м (на шельфі).

Гори Кравань (1813 м) представляють собою складчасто-брилові споруди, складені піщаниками, сланцями, гранітами. Крім коло вершинних хребтів, тут зустрічаються невисокі столові гори.

Півострів Індокитай відзначається досить контрастним рельєфом, утвореним молодими тектонічними рухами, слабо терасованими молодими річковими долинами, високі піднятими древніми долини, тісним зв'язком форм рельєфу і літологічного складу порід з процесами хімічного вивітрювання, значний впливом на морфогенез вулканічних процесів.

Контрольні запитання і завдання

1. До якої складчастої області відносяться гори і рівнини Східної і Південно-Східної Азії?
2. На якій стадії розвитку перебувають морфоструктури Камчатки, Курильських і Японських островів?
3. Яка планетарна структура виражена в морфоструктурі Курильських островів?
4. Морфоструктури Камчатки та Корякського нагір'я.
5. Назвіть особливості зв'язків між геоструктурами і морфоструктурами області кайнозойської складчастості?
6. В чому особливість структурної позиції Малайського архіпелагу островів?
7. Покажіть на карті архіпелаги Зондських і Філіппінських островів.
8. В чому особливість Приамурсько-Сахалінської морфоструктурної області?
9. Покажіть на карті елементи орографії і морфоструктури Маньчжурії і Корейського півострову.
10. Яка вираженість в рельєфі геологічних структур північного Китаю?
11. Покажіть на карті елементи орографії гір, рівнин і плато Індокитаю.

3.4. Рівнини і плоскогір'я Південної Азії

Ця область охоплює Аравійський та Індостанський півострови і острів Шрі-Ланка. Для неї характерний згладжений рельєф, зумовлений структурно-літологічними і тектонічними особливостями. Аравійський і Індостанський півострови мають кліматичні відмінності, що проявляється і в інтенсивності екзогенних процесів. На Аравійському півострові існує сухий тропічний клімат, значні річні і добові коливання температури. Середні температури січня коливаються від $+7^{\circ}$ на півночі, до $+24^{\circ}$ на півдні; липня – вище $+30^{\circ}$. Річна кількість опадів зазвичай не більше 100 мм, в горах Йємену – 750 мм, Омана – 500 мм. Більша частина півострову безстічна. Клімат Індостану – субекваторіальний, мусонний. Середні річні температури $+20$ - $+24^{\circ}$. Сезонні контрасти випадіння опадів значні: в сухий період 10-20 мм, в вологий період (липень-вересень) – 500-2500 мм, у передгір'ях Гімалаїв – до 4000 мм.

3.4.1. Рівнини і плоскогір'я Індостану.

Більшу частину півострову Індостан займає плоскогір'я Декан, рельєф поверхні якого досить нерівний. Абсолютні відмітки її становлять 650-800 м, але окремі гори піднімаються до 1500 м, а на півдні – 2695 м. Починаючи з кембрію територія розвивається в платформних умовах і мало контрастного рельєфу. Доверхньокрейдова денудаційна поверхня в пізній крейді-палеогені була перекрита трапами, переважно базальтів. Відпрепаровані процесами денудації структурні поверхні і аструктурні вирівняні ділянки базальтових плато зумовлюють східчастий характер рельєфу плоскогір'я Декан.

Структурні поверхні утворюють 2 висотні рівні: 800-1000 і 1100-1500 м. Вони круто обриваються до Аравійського моря і утворюють Гати. Західні

Гати (хребет Сахьядрі) витягнуті на 1800 км і досягають у висоту 2695 м (г. Анаймуді). В північній частині Західні Гати складені трапами, на півдні - гнейсами і кварцитами. Гати досить умовно можна називати «хребтом». Це крутий яр плоскогір'я Декан повернутий вбік моря, сильно розчленований ерозійними процесами і схиловою денудацією. Потужність горизонтального шару трапів сягає 2500 м. Тому вершинна поверхня Західних Гатів має вигляд плоских сходів, які розташовані на різних рівнях. Вододіли річок тут зазвичай не співпадають з гребнем «хребта». На схід поверхня поступово знижується і переходить в плато. В північній частині плоскогір'я Декан, в горах Віндхья, місцями з під крейда-палеогенових базальтів ерозія відкопує древній рельєф, який, представляв собою чергування горбів і пасом і широких понижень між ними. Тут річкова сітка має епігенетичне походження, але місцями сучасні долини співпадають з древніми долинами. Найвища, ймовірно, мезозойська поверхня вирівнювання, сильно розбита неоген-четвертинними рухами. Коливання її висот тут досягає 1,5-2,0 км. Для плоскогір'я Декан властивий чіткий зв'язок напрямків річкових долин і тектонічної тріщинуватості. Відзначені і долини-грабени.

По краям плато Мальва, яке розташоване на півночі Індостану, виділяються 2-3 рівня денудаційних поверхонь: 1) докрейдова – 480-600 м; 2) середньоміоценова – 300-450 м; 3) четвертинна – 180-305 м. Четвертинна відділена переходами від середньоміоценової. Частина денудаційних поверхонь - структурні.

Деякі особливості наскрізної долини р. Нарбада (значні виливи лави на північ і південь від неї, круті схили з боку гір Віндхья і плоскогір'я Декан, приуроченість максимальних висот до її бортів) свідчать про її ріфтогенне походження. Пізньокрейдова денудаційна поверхня вирівнювання на півночі плоскогір'я Декан деформована у вигляді крупного склепіння, в центральній частині якого в результаті розтягнення утворився грабен, зайнятий долиною р. Нарбада, який простягається на 1000 км. Східна частина грабену зайнята

долиною р. Сон. Утворення ріфту супроводжувалось виливами базальтових лав, які тривали тут до кінця палеогену - початку неогену. Нині р. Нарабада врізана в потужні (до 250 м) четвертинні алювіальні відклади, що свідчить про опускання грабену в цей період.

Гори Нілгірі (2636 м), які розташовані на півдні плоскогір'я, відзначаються горстовою морфоструктурою. Вони складені в основному граніто-гнейсами і чарнокітами. Горст обрамлений крупними розломами міоценового віку. П'єдесталом для гір Нілгірі є плато Майсур (900 м) – цокольна рівнина, складена гнейсами, гранітами і кварцитами архею. На поверхні плато зустрічається латеритна кора вивітрювання потужністю 10-20 м. Для плато характерні останцеві скелясті гори конічної форми («цукрові голови»). Круті ($60-70^0$) схили цукрових голів, складені гранітами, оголені і майже неприступні. На їх поверхні спостерігаються макроdeskвамації крупних гранітних лусок, уламки яких накопичуються біля підніжжя схилів. Тут також характерні низькі (15-30 м) куполовидні горби, складені кристалічними породами.



Плоскогір'я Декан (джерело: Google Earth).

На сході півострову Індостан спостерігається древній вирівняний рельєф, який вироблений в гнейсах і гранітах. Тут розвинуті горбисті рівнини і острівні гори висотою 450-700 м. На плато Ранчі виділяються тори висотою 6-30 м – куполовидні горби на низькому корінному цоколі. По краях плато зустрічаються скелі-останці, які утворюють придолинний дрібносопковик. Біля краю плато Чхота-Нагпур неглибокі річкові долини перетворюються у вузькі та глибокі ущелини з порогами та водоспадами висотою десятки метрів. Західніше плато Ранчі спостерігається структурний рельєф (висотою 300-1100 м). У верхньому ярусі (850-920 м) спостерігаються «пати» - височини, броньовані базальтами або латеритами. В середньому ярусі (360-900 м) переважає горбистий рельєф з окремими останцями та уступами. Ще західніше, на схилах гір Сатура спостерігаються базальтові плато (300-390 м), розділені різкими уступами та ярами. Біля їх підніжжя розвинуті шлейфи осипів. Річкові долини тут крутосхилі зі східчастим повздовжнім профілем. Базальтові плато уступом відділені від нижче розташованої горбисто-пасмової рівнини (150-300 м).

На північному заході Індостану переважають обширні рівнини, зайняті пустелями і напівпустелями. Між Індом та Чинабом розташована пустеля Тхал. Еолові форми тут виникли в результаті вітрової переробки піщаного алювію р. Інд. Вони представлені низькими дюнами та ячеїстими пісками. Під пісками поховані древні русла р. Інду. Тут розташована найбільша пустеля Тар (площа її біля 300 км²). Поверхня тут знижується з півночі на південь (від 300-350 до 150-100 м). Західна частина пустелі Тар займає древню долину р. Інд, а східна цокольну рівнину, складену гранітами, гнейсами і кварцитами. Тут, вздовж гір Аравалі, тягнуться останцеві гори, горби і пасма, пасмові і дюнні піщані форми рельєфу. Барханів порівняно мало. Вони зосереджені на північному заході пустелі. В міжпасмових пониженнях зустрічаються сольові кори (кальцитові конкреції – «канкара»).

В пізньочетвертинний час пустеля Тар займала більшу площу як зараз. У багатьох її місцях зберігаються древні дюни, насичені сіллю відклади яких утворились недавно. Товща озерних відкладів (потужністю до 3 м), яка залягає на еолових пісках, має вік 10 тисяч років. За цей час тут були 3 фази різкого осушення клімату і 2 пльовіальні фази.

В східній частині рівнин, розташованих на кристалічних породах, спостерігаються гранітні горби з крутими схилами (20-30°). У їх підніжжі розташовуються нахилені (2-6°) вкриті жорствяно-піщаним матеріалом поверхні. Місцями зустрічаються древні алювіальні рівнини і сухі долини.

Рельєф острову *Шрі Ланка* (2524 м) представляють нагір'я, яке облямовують низькі гірські масиви і плато, а також рівнина, яка сформована на докембрійських платформних структурах. Приморські низькі рівнини характеризуються пасмово-горбистим рельєфом з ерозійно-денудаційними останцями. Поверхня рівнин в багатьох місцях перекрита латеритною корою вивітрювання. Центральне нагір'я Шрі Ланки складається з східчастих плато і невеликих западин, які розділені тектонічними уступами. На плато часто спостерігаються денудаційні останці. Рельєф нагір'я Шрі Ланки можливо утворився на місці древньої поверхні вирівнювання, яка була деформована пізнішими тектонічними рухами.

В зоні Південно-Азіатських плоскогір'їв та рівнин переважає брилова морфоструктура. Широкий розвиток вулканічних порід та щільних вапняків і піщаників зумовили структурний рельєф броньованих межирічч. Значна частина пустельних ландшафтів тут утворились в останні десятки тисяч років. Сліди тривалих пльовіальних періодів зберігаються в рельєфі. Рельєф внутрішніх районів Аравії та Індостану є полігенетичним і поліхромним.



Шрі Ланка (джерело: Google Earth).

3.4.2. Плоскогір'я Аравійського півострову.

Аравійське плоскогір'я (3760 м) розташоване на північно-східному схилі величезного Арабо-Нубійського склепіння. Ближче на північний схід крило склепіння поступово занурюється під мезозойські відклади і нахилена моноклінальна рівнина змінюється акумулятивною рівниною Месопотамії. На східному березі Червоного моря гори піднімаються на висоту 3300 м, утворюють майже безперервний ланцюг вздовж узбережжя. В центрі

плато абсолютні відмітки знижуються до 700-800 м, а в області Месопотамської рівнини – до 450-100 м. У найбільш підвищеній частині плато переважають граніти та кристалічні сланці. На північно-східному схилі гір Хіджаз та Ель-Асір спостерігаються обширні лавові поля і залишки вулканів неогенового та четвертинного віку. На заході, південному заході і сході Аравійського півострову розташовуються лінійні гірські ланцюги, що обрамляють нахилену східчасту рівнину в центрі цієї території.



Аравійський півострів (джерело: Google Earth).

Вздовж узбережжя Червоного моря в напрямку з північного заходу на південний схід розташовуються гори і плато Медіан, Хіджаз, Ель-Асір і Джебель. Медіан і Хіджаз представляють собою розчленоване плато з урвистими схилами, оберненими вбік ріфтової западини Червоного моря.

Вершини плато піднімаються до висоти 2000 м. Північно-західні схили спускаються довгими сходами до центру півострову і прорізані каньйонами сухих вад глибиною до 120 м. Середньовисотні гори Ель-Асір також розчленовані щільною мережею сухих русл та ерозійних форм. Експоновані кристалічні сланці та граніти архею та палеозою розбиті тут численними тектонічними порушеннями, до яких приурочені ерозійні форми. Плато Джебель складене в основному виверженими породами, які перекриті на східній окраїні горизонтами вапняків та піщаників, що утворюють смугу крупних куест. На західних схилах плато лавові потоки сформували складний розчленований рельєф – хара. Вздовж узбережжя Аравійського моря тягнеться високе плато Хадрамаут (2469 м), складене юрськими, крейдовими і палеогеновими породами. Плато розбите численними тріщинами, що розділяють окремі столові масиви. Гори Омана, розташовані на північному сході Аравійського півострову, відзначаються складчасто-бриловою морфоструктурою, не властиву морфоструктурам Аравії, а більше є продовженнями морфоструктур гір Загроса, що відносяться до Альпійсько-Гімалайського гірського поясу.

Походження окраїнних гір Аравійського плоскогір'я на південному заході пов'язано з розвитком Арабо-Нубійського склепіння і ріфтом в його центрі – западиною Червоного моря. Найбільш інтенсивний розвиток її відбувався в пізньопліоцен-ранньочетвертинний час, але закладена вона була в мезозої. З врахуванням висоти окраїнних гір (3760 м) і глибини Червоного моря (3039 м) амплітуда тектонічних рухів тут близько 6 км. В пізньопліоцен-ранньочетвертинний час відбувались лавові виливи та виверження центрального типу. Горстові підняття були частково перекриті базальтовими лавами.

На північний схід від окраїнних гір розташована обширна пасмова рівнина (100-700 м), яка утворена нахиленими пластами юрських і крейдових піщаників, вапняків і глин. Рівнина представляє собою пенеплен з

фрагментами денудаційних останців. З північного сходу пенеплен оточений куестами, які перетинаються ваді. Куести тягнуться на значні відстані. Так, уступ плато Джебель-Тувайк, складений щільними вапняками і піщаниками простягається на 1200 км і має висоту 300-400 м. На куестах зустрічаються форми відкритого карсту.

В межах пенеплену і куест розташовані піщані, кам'янисті, глинисті пустелі. Тут відсутні постійні водотоки. Крім південного-західної частини, де зі зволжених високих гір Йємену в глибоких ущелинах течуть невеликі річки, які при виході на рівнину губляться в пісках. На півночі розташована піщана пустеля Великий Нефуд, де часто зустрічаються бархани висотою до 100 м. Місцями в її межах зустрічаються острівні гори (до 1000 м), обрамлені шлейфами жорстви. Древні широкі (20-70 км) ложбини стоку (нині сухі) з'єднують її з пустелею Руб-ель-Халі, яка розташована в крупній тектонічній депресії на висоті 200-550 м. Тут розвинуті лінійні і пірамідальні дюни, бархани висотою 100-120 м і шириною до 1000-2000 м. На поверхні древніх пролювіальних рівнин сформувались рівнини-ерги, складені галечниками. В центральних областях Аравійського півострову виявлені абразійні уступи та бенчі, які свідчать про існування тут в минулому озер і внутрішніх мілководних морів.

В своїх основних рисах рельєф Аравійського плоскогір'я був сформований задовго до встановлення тут аридних умов. В ранній історії морфогенезу пустельні умови неодноразово змінювались плювіальними. Про це свідчать знахідки кісток гіпопотамів, крокодилів, буйволів у відкладах, що підстилають піщані дюни. В останні 50 тисяч років тут існували 2 основні періоди високих рівнів озер – 36,0-17,0 і 9,0-6,0 тисяч років тому.

Північно-західне закінчення Аравійського півострову різко виділяється своїм рельєфом. Тут проходить одна з гілок червономорського рифту і часто зустрічаються лінійні хребти-горсти і западини-грабени. Більшість гірських масивів і хребтів складені осадовими породами мезозою і

раннього кайнозою. З під них виступають основні та ультраосновні кристалічні породи. На півночі півострову в районі гірського масиву Джебель-Акра (1728 м), який меридіонально витягнутий на 100 км, горбогір'я складені габро і долеритами, а гребні хребтів – перидотитами. Про молодий рельєф масиву свідчить його слабе розчленування процесами ерозії.

Левантійська ріфтова зона, що тягнеться вздовж східного узбережжя Середземного моря, представлена системою вузьких лінійних грабенів і крайових склепіннієво-брилових гірських масивів. Найбільш відомі грабени - Мертвого моря, затоки Акаба, долини р. Йордан, днища яких значно опущені (Мертве море – 392 м). До головної ріфтової долини, зайнятої р. Йордан і Мертвим морем, круто обриваються східчасті схили Західно-Йорданського нагір'я. Вони розчленовані сухими долинами, а місцями – вадами. Ці долини закінчуються обширними конусами виносу древніх тимчасових водотоків. В улоговині Мертвого моря, по його берегам, спостерігаються високі (до 100-200 м) озерні тераси, які свідчать про значні коливання рівня озера у минулому. Тераси вироблені в корінних породах і прикриті невеликим шаром галечникового матеріалу. Деякі грабени з одного боку оточені пліоценовим та четвертинними вулканами. Ліванський хребет (3089 м) за морфоструктурою представляє собою відпрепарований крупний горст, складений на поверхні тріщинуватими юрськими та крейдовими вапняками, що створюють тут ландшафт скелястих гір.

Рельєф північно-західної окраїни Аравійського плоскогір'я досить активно розвивається. Тут переважають крупні форми неоген-четвертинного віку створені різко диференційованими тектонічними (і сейсмотектонічними) рухами, вулканізмом, флювіальними процесами.

Контрольні запитання і завдання

1. Нанесіть на карту елементи орографії півострову Індостан.
2. Дайте характеристику морфоструктури і морфоскульптури півострову Індостан.
3. Які орографія і розподіл типів поверхні розвинуті на острові Шрі-Ланка?
4. Яка основна структурно-тектонічна відмінність Аравійського півострову і півострову Індостан?
5. Які особливості орографії і морфоструктури Аравійського півострову?
6. Покажіть на карті зональні і азональні морфоскульптури Аравійського півострову.
7. Яким чином проявляється вулканізм в геологічній будові і рельєфі Індостану, Аравійського півострову і острову Шрі-Ланка?
8. Як тектоніка літосферних плит впливала на розвиток Аравійського півострову і півострову Індостан?
9. Покажіть на карті основні ріфтові структури і трансформні розломи Аравійського півострову і поєднаних геоструктур.

3.5. Гори і нагір'я Альпійсько-Гімалайського поясу Азії

Альпійсько-Гімалайський пояс в Азії включає гори (Кавказ, Копетдаг, Гіндукуш, Каракорум, Гімалаї) і нагір'я (Малоазіатське, Армянське, Іранське, Цинхай-Тибетське, Бірманське).

3.5.1. Малоазіатське нагір'я.

Малоазіатське нагір'я розташоване на півострові Мала Азія. Хребет Понтійський (на півночі), гори Тавра (на півдні) оточують Анатолійське плоскогір'я. Вони утворюють контраст між внутрішньою частиною і зовнішніми окраїнами півострову.

Для Тавра і Понтійських гір властива зональність екзогенних процесів. Для вершинної частини гір властиві перигляціальні процеси. Флювіальні процеси активніше протікають на зовнішніх (північних у Понтійських гір і південних – у Тавра) схилах. На внутрішніх схилах, обернених до Анатолійського плоскогір'я, поширені сухі долини тимчасових водотоків і пролювіальні шлейфи біля підніжжя.

Понтійський хребет (3937 м) представляє собою складчасто-брилову структуру, утворену зім'ятими у складки крейдовими, еоценовими і олігоценними відкладами. Місцями вони перервані гранітними інтрузіями і базальтовими покривами. Ділянки гір, складені гнейсами і серпентинітами, свідчать про новітні підняття древніх блоки кристалічного фундаменту.

Субпаралельні гірські ланцюги розділені міжгірськими западинами. В осьовій зоні хребта на північ опускається нахилене плато, розсічене глибокими тріщинами. До них приурочені долини річок, що починаються на Анатолійському плоскогір'ї і пересікають Понтійський хребет. Долини мають прямі схили і східчастий повздовжній профіль. Це свідчить про пізніші підняття Понтійських гір порівняно з Анатолійським плоскогір'ям.

Контрастний рельєф північних схилів Понтійського хребта пов'язаний з тектонічною активністю Малоазійського нагір'я і улоговини Чорного моря. Улоговина Чорного моря утворилась в результаті злиття кількох суміжних западин упродовж альпійського орогенічного циклу. Рівень моря в той час залишався нижчим за рівень моря в Середземному морі. В Босфорі в цей час періодично виникали водоспади. Разом з прогинанням улоговини в пліоцені піднімалися Тавр і Понтійський хребет і відбувалось значне врізання річок.

Південний схил Понтійського хребта відзначається високою сейсмічністю. Тут проходить крупний глибинний розлом, який розділяє Анатолійське плоскогір'я і складчасто-брилові Понтійські гори. В рельєфі це виражено ланцюгом западин, розривними структурами схилів і днищ долин, східчастістю схилів тощо.

Гори Тавра також виражені в рельєфі кількома гірськими ланцюгами. В західній частині (хребет Султан-Даг) хребти складені палеозойськими породами, які обрамлені сильно дислокованими і зім'ятими у складки мезозойськими і кайнозойськими відкладами. Тут виділяються, складені вапняковими породами, хребти з крутими схилами і глибокими річковими долинами. В Західному Таврі зустрічаються карстово-тектонічні депресії.

В Таврі проявляється висотна зональність екзогенних процесів. В вершинному поясі гір (3400-3800 м), на пологих привершинних схилах протікають процеси морозного вивітрювання і соліфлюкції. На висоті 2500-3000 м активно протікають процеси глибинної ерозії, 2000-2500 м – осипання схилів, 1700-2000 м – глибинної ерозії.

Східніше цієї області переважають хвилясті плато з денудаційними останцями, складеними кварцитами та кристалічними сланцями (хребет Султан-Даг). У північно-східного схилу хребта розташована улоговина озера Акшехір, яка сформована в міоцені, водночас з Тавром. В її обрамленні

зберігаються древні берегові лінії. Четвертинні озерні тераси частково деформовані тектонічними рухами.

Ще східніше південні схили Тавру представляють величезні скелясті урвища, які круто обриваються до Середземного моря. Поодинокі ущелини, що їх перетинають в хрест простягання, досить глибокі. Зокрема, Кілікійські ворота, які мають ширину 40 м і в минулому були проходом через Тавр з Європи в Аравію.

У східного закінчення хребта Ала Даг розташований вулкан Ерджіяс (3916 м). В верхній частині конуса якого спостерігаються скелясті поверхні, які вкриті кам'яними брилами, ерозійними формами, невеликими западинами. Вулкан має кратер глибиною більше 2 км. Він сформований на місці міоцен-пліоценового щитового вулкану, складеного андезит-базальтовими лавами. В пізньому пліоцені його частина провалилась і виникнув стратовулкан. Вулкан є діючий, його останні виверження відбувались в античний час.

Межа хіоносфери в горах Тавру проходить на висоті 3900 м, але в четвертинний час опускалась до висоти 2500-2700 м. Сліди четвертинного зледеніння (кари, трогові долини, морени) зберігаються на хребті Ала Даг. Кари і трого, перекриті малопотужною мореною, виявлені на північних схилах хребту Гейїк Даг (2500 м). Від карів в долини річок спускаються кам'яні глетчери.

Сучасне зледеніння Тавру і Понтійських гір незначне. Північні схили Понтійських гір отримують до 3000 мм опадів упродовж року, але у зв'язку з високою межею хіоносфери, їх ледве вистачає на живлення невеликих висячих льодовиків. В масиві Калтидаг (Центральний Тавр) довжина найбільшого льодовика становить 550 м, а площа 0,15 км². На заході хребту Ала Даг в складках рельєфу є навіть невеликий льодовик підніжжя і кілька балочних льодовиків.

Анатолійське плоскогір'я складається з великих структурних плато і аструктурних рівнин (800-1100 м). Для нього характерні значні добові коливання температур, інтенсивне фізичне вивітрювання, солончакові степи. На півдні плоскогір'я зустрічаються піщані дюни.

На значній площі плоскогір'я складене товщею дислокованих неогенових відкладів, які залягають на кристалічному фундаменті. На схилах Тавру їх потужність досягає 1000 м. Днища западин зайняті озерами.

Річки на плоскогір'ї по різному наповнені упродовж року. Тут багато долин і ярів, крупних конусів виносу, пролювіальних шлейфів.

Структурні та аструктурні денудаційні поверхні плоскогір'я зрізають різні за віком породи: мезозойські (біля Анкари), морські міоценові (на периферії Тавру). Деформовані і підняті фрагменти пліоценових поверхонь вирівнювання розташовуються в улоговини оз. Туз, сильно деформованого доміоценового пенеплену - в районі гір Емірдаг. Деформації міоценових поверхонь, вулканізм і сейсмічність свідчать про інтенсивні тектонічні рухи.

В пізньому міоцені на Анатолійському плоскогір'ї існували вологі і теплі кліматичні умови. В пліоцені вони змінилися більш аридними умовами, викликане різкими підняттями гір Тавру і Понтійських гір і ізоляцією плоскогір'я від вологих мас Атлантики. Впродовж четвертинного періоду в межах плоскогір'я відбувалось чергування аридних і плювіальних епох.

3.5.2. Армянське нагір'я.

Армянське нагір'я – це одне з найбільших вулканічних нагір'їв світу. Нагір'я складене кварцитами, кристалічними сланцями і мармурами, які перекриті потужною товщею вулканічних порід.

Рельєф нагір'я представлений переважно структурними мезо- та мікро формами. Нагір'я виявляється своєрідним центром, де зходяться ланцюги Тавру, Понтійських гір, Ельбурса і Загроса. Середня висота нагір'я 2 км, але окремі вулканічні масиви піднімаються до 4-5 км (Великий Арарат – 5156 м, Севелан – 4721 м ін..).

Основним морфологічним типом рельєфу тут є вулканічні плато, вулканічні конуси, вулканічні хребти і масиви, улоговини-грабени.

Річкові долини розчленовують нагір'я глибокими ущелинами, утвореними в зонах молодих розломів та підвищеної тріщинуватості порід. Річка Євфрат у верхній течії майже 50 км тече в глибокій (до 1, 5 км) ущелині. Тектонічні тріщини простежуються у вигляді зяючих ровів, вздовж яких і зараз відбуваються рухи. Через Великий Арарат ходить розлом, в якому утворились ущелини. На перетині розломів розташовуються вулкани. Сюди відносяться конуси Великого та Малого Арарату. Великий Арарат представляє собою трьохярусну споруду. Нижній поверх (до висоти 3500 м) нагадує щитовидний п'єдестал, на який «насаджений» крутосхилий вулкан середнього ярусу висотою майже 1 км. На висоті 4000-4500 км спостерігається при вершинне плато (верхній ярус), на поверхні якого помітні центри виливів потоків андезито-базальтів. Над ними ще на 700 м піднімається екструзивний купол. Сратовулкани Армянського нагір'я були утворені впродовж середнього-пізнього пліоцену, але деякі з них продовжували діяти і в четвертинний час.

В цілому, морфоструктура Армянського нагір'я представляє собою склепіння площею біля 400 тисяч км², яке було розколоте в пліоцені на окремі брили, переміщені відносно одна одної на різну висоту. По цим розколам неодноразово відбувались виливи лави. Базальтові покриви потужністю сотні метрів суттєво практично вирівняли первинний ерозійно-тектонічний рельєф.

Виливи лав зумовили виникнення загатних озер, найбільшим з яких є озеро Ван, що розташоване на висоті 1662 м. Озеро виникло на початку середньо четвертинного часу, коли лавові виливи вулкану Немрут перегородили долини кількох річок. Таке походження має і улоговина озера Резайє. По берегам обох цих озер спостерігаються озерні тераси висотою 80, 55, 30, 12 м (оз. Ван) і 115, 80, 60, 30 м (оз. Резайє). Причини утворення терас зміни стоку річок, зумовлені кліматичними причинами.

3.5.3. Іранське нагір'я.

Іранське нагір'я – це гірська країна, відгороджена на півночі хребтом Ельбурс і західними відрогами Туркмено-Хорасанських гір від Каспійського моря, а на півдні горами Загрос і Белуджистанськими горами від Персидської затоки та Аравійського моря. Східно-Іранські гори перегороджують нагір'я в напрямку з північного заходу на південний схід і виокремлюють 2 крупні депресії - Іранську і Афганську. На сході останню облямовують Сулейманові гори (3441 м).

В центрі нагір'я складається докембрійськими і палеозойськими магматичними і метаморфічними породами, які оточують пізньомезозойські і кайнозойські осадові і вулканічні. Східно-Іранські гори відзначаються складчастою будовою, що їх відрізняє від внутрішньої гірської частини Анатолійського плоскогір'я.

Для нагір'я характерні досить низькі зимні (до - 40⁰) і високі літні (+55⁰) температури, мала кількість опадів (60-100 мм). Річки тут маловодні. Під час зимових та весняних дощів тут переважають тимчасові водотоки.

Хребет Ельбурс (вулкан Демавенд, 5604 м) - високий гірський ланцюг з рідкими вулканічними конусами. Хребет складений кам'яновугільними,

юрськими, крейдовими і палеогеновими відкладами, які зім'яті у складки, і вулканічними породами. Насуви найбільше розвинуті на південному схилі хребта. Головна епоха складкоутворення охоплює олігоцен-міоцен (ранньоорогенічна стадія), а інтенсивного гороутворення – міоцен-пліоцен (пізньоорогенічна стадія). Вулкан Демавенд почав формуватись в кінці пліоцену - на початку четвертинного періоду, а основні риси його морфології склались після вивержень упродовж пізньочетвертинного часу.

Гірська система Ельбурса складається з 10-12 паралельних гірських хребтів. На її периферії зустрічаються ділянки відносно вирівняного рельєфу, сформовані на міоценових відкладах на висоті 1950-2300 м, які вбік осі хребта піднімаються на висоту 3000-5000 м. Тектонічні деформації характерні і для річкових терас, які розташовуються до 450 м над руслом. Процеси ерозійного розчленування відбувались і в пліоцені. Про це свідчать численні конуси виносу і дельти древніх річок у передгір'ях Ельбурса. В пліоцені річки північних схилів Ельбурса перетнули і змістили головний його вододіл на південь. Відступ триває досі, що зумовлено більше великою різницею кількості опадів на північному і південному схилах хребта.

Гори Загрос (4548 м) значно ширші за гори Ельбурса – біля 300 км. Гори в основному складені вапняками, доломітами, піщаниками. В їх осьових зонах експонуються граніти. Гори Загросу складаються з субпаралельних пасом, які розділені улоговинами. Пасма – це, в основному, структурні утворення, які відображують морфологію геологічних тіл. Тут розвинуті уступи насувів та куести. Вершинні поверхні гір різко окреслені, завдяки виступам твердих порід. В міжгірських улоговинах (в південно-східній частині Загроса) виділяються крупні (до 20 км в діаметрі) соляні куполи, а також грязьові вулкани. Схили гірських пасом перетинають сухі долини, які приурочені до ортогональної сітки тектонічних тріщин.

В межах Загросу випадає 150-250 мм опадів на рік. Тому переважають аридні процеси, а флювіальні - менш інтенсивні. На північних схилах хребта

Кухруд (1600-4420 м) з висоти 1900 м і вище спостерігаються сліди перигляціальних процесів. На висоті 1900-2600 м на схилах розвинута соліфлюкція, а на вирівняних денудаційних поверхнях на висоті 2600-4000 м - структурні ґрунти, кам'яні кільця та багатокутники.

Внутрішні рівнини і плоскогір'я, які розташовані на висоті 400-600 м в межах крупних безстічних депресій, оточені скелястими передгірськими височинами. Тут розташовані солончакові (Деште-Кевір), піщані (Деште-Лут), глинисті (Дашти-Маркох) пустелі. В їх межах зустрічаються згладжені горби і низькі гори, складені мергелями, піщаниками, глинами палеогенового і неогенового віку, схили яких часто перетворені на бед-ленди. В місцях виходу на поверхню горизонтальних шарів конгломератів неогену і піщаників крейдового віку розвинуті структурні плато. Центральні частини понижень зайняті озерно-алювіальними рівнинами. Нахилені передгірські рівнини складені галечниками, щебнем і дрібноземом потужністю сотні метрів, утворених в результаті руйнації прилеглих гір. Тут зустрічаються численні конуси виносу та ерозійні форми рельєфу, утворені тимчасовими водотоками Далі від гірських споруд розвинуті покриви лесовидних порід.

В пустелях Деште-Кевір і Деште-Лут поширений еоловий рельєф барханів, вітрових жолобів, дефляційних западин, ярдангів тощо.

Відпрепаровані стійкі проти процесів денудації породи утворюють пасма. Ширина пасом становить 1-3 км, висота 70-80 м. Вони розділені відносними пониженнями, ширина яких 200-300 м. На схилах пасом зустрічаються ерозійні промоїни, невеликі зсуви та карстові форми, які властиві для більш вологих умов.

В передгір'ях хребтів, які оточують внутрішні рівнини, межиріччя мають східчасту будову. Походження сходи може бути різне. Це педименти або підняті по розломам тектонічні блоки. На поверхнях їх і конусів виносу

зустрічаються гіпсові кори товщиною 10-30 см. Вони свідчать про більш аридні умови, що були тут в недалекому минулому.

У внутрішній частині Іранського нагір'я помітну роль у її морфогенезі відігравав вулканізм (Лутський і Центральньо-Іранський серединні масиви). В межах останнього зберігаються вулканічні форми рельєфу четвертинного віку. Тут в голоцені формувались шлакові конуси невеликих стратовулканів і щитових вулканів, існували фумароли, гарячі джерела. Для поверхні межиріччя на Лутському серединному масиві характерні покриви базальтів неоген-четвертинного віку.

Проведені палеокліматичні дослідження показують, що в межах Іранського нагір'я упродовж четвертинного періоду під час похолодань аридні умови не були різкими. Тут випадала достатня кількість опадів для утворення нових безстічних озер, більшого заповнення існуючих. Так, в Систанській улоговині біля східного схилу Східно-Іранських гір збільшення площі озер відбувалось кілька разів (40, 35-25, 16-12, 9-6,5, 2,8-1,8 тисяч років тому). Найбільш вологою і прохолодною була друга половина пізньочетвертинного часу. На початку і в середині голоцену було більш прохолодно і сухо, а в другій половині голоцену (7-3,5 тисяч років) було більш тепло і волого порівняно з сучасним часом.

На Іранському нагір'ї зустрічаються сліди древнього зледеніння. Межа хіоносфери під час максимального зледеніння на масиві Кухі-Джупар (4135 м) проходила на висоті 2,8-3,0 км (нині 4,5-4,6 км). Четвертинні льодовики мали довжина 14-15 км. На периферії нагір'я перигляціальний рельєф спостерігався на висоті 1,8-3,8 км. Він був представлений кам'яними глетчерами, нівальними нішами, соліфлюкційними терасами, кам'яними багатокутниками. На масиві Ширкух (4060 м) Загросу збереглись морени та ератичні валуни. Льодовики з гір спускались до висоту 1700 м на північно-східному схилі Ельбурсу. Нині, невеликі льодовики зберігаються тільки на північному схилі, в кратері вулкану Демавенд.

Малоазіатське, Армянське і Іранське нагір'я мають спільні риси будови та розвитку рельєфу. Так, їх внутрішні рівнинно-плоскогірні частини оточені горами, які виникли на місці жорстких серединних масивів. Вони мають блоково-брилову будову, натомість, зовнішні гори – брилову і складчасто-насувну. Більшість гір утворені в пізньоорогенну стадію розвитку в міоцені-пліоцені за умов інтенсивної вулканічної діяльності.

Впродовж четвертинного часу тут часто чергувались вологі і аридні епохи. Це проявилось в умовах розвитку екзогенного рельєфу, вертикальній зональності процесів морфогенезу. Зверху вниз тут змінюються нівально-льодовикова, перигляціальна, семиарідна і аридні зони. Найбільш виразні форми рельєфу (флювіальні, карстові, озерні) існували в вологі епохи.

3.5.4. Гіндукуш, Каракорум, Гімалаї і Тибетське нагір'я.

Ці гірські системи найвищі на планеті. Вони мають різну геологічну історію. В пліоцен-четвертинний час тут відзначаються надзвичайно високою активністю тектонічних рухів, якими були кардинально перероблені їх морфоструктура і утворився надзвичайно контрастний рельєф.

Система гірських хребтів *Гіндукушу* (г. Тіріч-Мір, 7690 м) витягнута на схід-північний схід у вигляді віяла різних за довжиною пасом, складених гранітами, гнейсами, мармурами, сланцями, вапняками, піщаниками. В західному Гіндукуші переважають гостровершинні хребти з крутими і майже прямими схилами, які глибоко прорізані річковими долинами. Східний Гіндукуш – це плоскогір'я (більше 4000 м), над яким розташовуються більш високі альпінотипні гори, які вкриті льодовиками.

В межах бокових ланцюгів Гіндукушу місцями збереглись неогенові поверхні вирівнювання. По периферії хребта Сафід-Хіро їх релікти описані

на висоті 2500-4200 м. Вони зрізають докембрійські, палеозойські та мезозойські породи, місцями перекриті верхньопліоценовими відкладами озерного і делювіально-пролювіального генезису. Поверхня вирівнювання відзначається горбистим рельєфом. Тут зустрічаються скелясті останці, широкі коритоподібні долини.

Рельєф Гіндукушу молодий. Потужні пліоцен-четвертинні рухи, з якими були спряжені розривні порушення, вулканізм і сейсмічні явища, високо підняли цю територію на висоту 5 км. Це привело до утворення склепіннієво-брилової морфоструктури, різко диференційованої на хребти-горсти та западини-грабени.

Орографічним продовженням Гіндукушу на сході є гірська система *Каракоруму* (г. Чогорі, 8611 м). Гори складені кристалічними вапняками, сланцями, гнейсами та гранітами палеозою та мезозою. Майже 70 % поверхні займають гостро вершинні хребти, скелясті, глибокі, урвисті, без терас річкові долини. Каракорум – геосинклінальні гори, які виникли в альпійський час. В неоген-четвертинний час хребти були сильно розбиті тектонічними

розривами. Більшість морфоструктур Каракоруму брилово-насувні.



Каракорум (джерело: Google Earth).

Для рельєфу Каракоруму характерні численні відокремлені гірські масиви, які увінчані величезними карлінгами. Це масиви Чогорі, Панджу, Мармуровий пік, Гашербрум (8073 м), Хідден (8068 м) та інші. Вони мають вигляд гостро вершинних або усічених пірамід з крутими, інколи урвистими, схилами. Вони утворені диференційованими тектонічними рухами.

Значна частина Каракоруму покрита зледенінням. Тут розташовані долинні льодовики Сіачен (72 км), Хіспа (61 км), Балторо (58 км) і багато дрібніших льодовиків. Загальна площа сучасного зледеніння Каракоруму 18 тисяч км². Пізньочетвертинне зледеніння охоплювало майже весь Каракорум і представляло крупного льодяного куполу з потужністю льоду більше 2 км. Сучасна тектонічна активність ймовірно викликана гляціоізостазією.

Гімалаї займають територію довжиною 2500 км і шириною 350 км. Вони представлені субпаралельними хребтами, деякі з них перевищують 8 км. Тут розташована гора Еверест (Джомолунгма, 8848 м), найвища на планеті. Еверест складений сланцями, гнейсами і амфіболітами докембрію і раннього палеозою. На вершині масиву зустрічаються пермсько-кам'яновугільні вапняки, яких в Гімалаях мало. Гори Манаслу (8156 м), складені гранітоїдами, хребет Ладакх (Західні Гімалаї) - гранодіоритами, гори Заскар (7156 м) - осадовими та вулканогенно-осадовими породами мезозойського віку. Для них характерний різко розчленований рельєф.

Потужність земної кори на межі Гімалаїв та Тибету досягає 70 км, що на 30 км більше суміжних територій. Гімалаї - це склепіннієво-брилове підняття, ускладнене насувами, при яких розвилися розривні порушення зі зміщеннями 1-3 км. Загальна амплітуда рухів земної кори в еоцен-голоцені тут становила 6-8 км. Зміщення по розломам в осьовій зоні Гімалаїв - 8 км, в тому числі в ранньочетвертинний час - 2,4 км, середньочетвертинний - 2,0-2,3 км, пізньочетвертинний - 1,4 км, голоцені - 0,3 км.

В будові рельєфу Гімалаїв виділяються 3 основні морфоструктури: хребет Сівалок, Головні Гімалаї, Тибетські Гімалаї. На півдні крупний структурний шов різко обмежує усю гірську споруду, в зоні якого древні кристалічні породи насунуті на пліоценові, інколи четвертинні, суміжної Індогоангської рівнини.



Гімалаї (джерело: Google Earth).

Серед потужних пліоценових і нижньочетвертинних відкладів виділяється потужна сівалікська товща. Ріст Гімалаїв і їх ерозійне розчленування привело до формування в кінці міоцену на краю гір потужної осадової товщі (6-7 км) озерно-алювіальних, алювіальних, селевих і можливо льодовикових відкладів. Верхня частина сівалікської світи представлена горизонтом валунно-галечникових конгломератів потужністю 400-500 м, в якому виділяються прошарки та лінзи валунів і гальки з гравієм і пісками. Розмір валунів досягає 1,5 м. Заповнювач уламків глинистий та карбонатний. По простяганню конгломерати змінюються щільними сірими піщаниками з лінзами глини і алевролітів потужністю 700-800 м. В середніх і нижніх горизонтах сівалікської товщі переважають піщано-алевролітові та аргілітові породи. Для товщі характерні сильно стиснені, круті антиклінальні складки, що різко контрастує з широкими синклінальними. Конгломерати та піщаники

місцями нахилені під кутом 45-50°. Розривні порушення в них круто падають в бік Головних Гімалаїв, а зміщення по ним досягають 2000 м.

Походження валунів і гальки у верхніх горизонтах сівалікської товщі іноді пов'язують з ранньочетвертинним зледенінням, оскільки вони мало сортовані. В Кашмірській депресії (північний захід Гімалаїв) на сівалікській товщі залягають так звані «шари Карєва» потужністю яких досягає 1800 м. Валуні в них обкатані і мають сліди штриховки. В нижній частині шару залягають сірі глини і конгломерати, місцями дислоковані, верхній – піски, піщаники, алеврити і суглинки з прошарками валунів та галечників. Місцями алеврити нагадують «стрічкові глини». У зведеному розрізі «шарів Карєва» виділяються 4 горизонти валунних конгломератів і валунних галечників, які співставляють з 4 фазами зледеніння Гімалаїв. Деякі дослідники відносять валунні відклади до типу фангломератів, утворених селями. Потужність сівалікських відкладів становить кілометри і незрозуміло чому у підніжжя крупної гірської території накопичувались не уламкові, а піщано-глинисті відклади. Можливо це пояснюється тим, що у ранньому-середньому пліоцені Гімалаї не були високими горами, а їх активні підняття почались у кінці пліоцену.

Довго вважали, що Гімалаї утворились на місці геосинклінального прогину. Разом з тим, палеозойські і мезозойські породи, якими складені хребти, свідчать не про глибоководні, а мілководні умови, характерні для платформ або міогеосинкліналі. Глибоководний характер відкладів спостерігається тільки в Каракорумі. Гімалаї схожі зі структурами Індостану, є їх активізованою частиною. Гімалаї виникли внаслідок значної тектонічної активізації в ранньо-середньочетвертинний час. Тому, представляє інтерес морфоструктура Індо-Гангської рівнини, представлена майже ізометричними блоками, які окреслені розломами північно-східного простягання. Блоки опущені на різну глибину: 8,0; 2,0-4,0; 0,5-1,0 км. Блоки практично не опущені на широтному відрізку р. Брахмапутри. Структурні шви північно-

східного простягання простежуються і на плиті Індостану. Індो-Гангський прогин виповнений не морськими геосинклінальними відкладами, як більшість передгірських прогинів, а молодими уламковими породами. Флішовий комплекс тут майже відсутній. Тому, дослідники часто розглядають структуру Індо-Гангської рівнини як зону макроздроблення. Найбільші сейсмічні області розташовуються в зоні Головного пограничного розлому Гімалаїв. Згідно тектоніки літосферних плит ці особливості морфоструктури пояснюються зіткненням плит Індостану і Тибету - підсувом першої під другу. Це підтверджує і збільшення потужності земної кори на півдні Тибету до 70 км, роздрібненість субстрату, складчастість і розриви в зоні Головного розлому. При стисненні плит збільшується тепловий потік і мають місце вулканічні явища. Останні спостерігається тільки на півночі Тибету, а на півдні його проявленнями є термальні джерела та гейзери.

На північ від основного ланцюга Гімалаїв розташовуються хребти Тибетських Гімалаїв. Найбільш крупний з них Ладакх. Хребти розділені тектонічними депресіями. В них встановлені древні річкові долини, дно яких розташоване на відмітках 3,3-3,6 км. Над ними на висоті 4,0-4,6 км піднімаються плоско вершинні гори. Сліди пізньопліоценового вирівнювання в Тибетських Гімалаях не виявлені. Інд, Брахмапутра, Саледж та інші ріки, які починаються в Тибетських Гімалаях більш древніх, як гори, що їх оточують. У верхній течії р. Інд розвинуті високі (330-350 і 200-250 м) пліоценові річкові тераси. В поперечних долинах тераси в сучасному рельєфі виражені більш чітко. Круті схили значно збільшують ерозійну здатність водних потоків і сприяють значним швидкостям переміщення уламків. Шлейфи їх під схилами зазвичай не утворюються, оскільки річки виносять переважно крупні уламки. Сеймотектонічні обвали, які тут часто трапляються, перегороджують долини рік. В таких місцях формуються загатні озера (верхів'я Брахмапутри).

Розвитку флювіальних процесів сприяє і клімат на південних схилах Гімалаїв. В східних передгір'ях випадає більше 3 тисяч мм опадів в рік, переважно з мусонами (червень-вересень), досить нерівномірно. За кілька днів тут може випасти більше 1 тисячі мм опадів. Це приводить до утворення на схилах численних зсувів, селів, зливин. Потужність знесеного уламкового матеріалу становить метри. Днища річок перетворюються в стрімкі потоки і за кілька днів можуть значно розширитись завдяки підмиву та обваленню корінних схилів. Такі катастрофи бувають 1 раз в 70-100 років, але вони перетворюють місцевість більш суттєво, як постійні схиліві та флювіальні процеси. Такі катастрофи підтверджують знахідки величезних валунів гнейсів і сланців, які включені в дрібно уламковий матеріал. В більшості річкових долин (особливо поперечних) переважають процеси глибинної ерозії. Це, зокрема, ущелина р. Брахмапутри, для якої характерні значні ухили повздовжнього профілю русла, круті та урвисті схили, випуклі поверхні збережених фрагментів терас. Це свідчить про здіймання хребтів. Крупні антиклінальні складки спостерігаються навіть в товщі алювіальних відкладів. Місцями поверхні терас нахилені на $5-10^0$.

В долинах річок Гімалаїв відзначаються тераси висотою більше 200-300 м. Найвища тераса (375 м) складена сильно озалізненим алювієм з включеннями крупних валунів. Алювіальні відклади більш низьких терас представлені валунно-галечниковими відкладами з піщано-глинистим заповнювачем. Найбільш високі тераси спостерігаються в річкових долинах, що перетинають хребет Сівалок. В річках Гімалаїв добре спостерігати стадії їх врізання та акумуляції. Так, в долині р. Катманду виділяються такі етапи її розвитку: досередньочетвертинний (врізання); середньо-пізньочетвертинний (акумуляції на схилах і в днищі долини); пізньочетвертинний (спуску озера і утворення пролювіальних шлейфів); пізньочетвертинний-голоценовий (врізання); голоценовий (утворення пролювіальних шлейфів, складених жорсткою та галькою).

Сучасне зледеніння в Гімалаях займає площу 33 тисячі км². Різна кількість опадів приводить до того, що межа хіоносфери на південних схилах проходить на висоті 4,5-5,5 км, а на північних – 6,0-6,5 км. Найбільші центри зледеніння - це масиви Еверест, Канченджанга, Макалу інші. Тут розвинуті долинні і карові льодовики. Найбільші льодовики – Зему (довжина 31 км і площа 130 км²), Гаонторі (довжина 32 км і площа 300 км²). За своїми розмірами льодовики Гімалаїв співрозмірні альпійським льодовикам.

Виходи стійких до процесів денудації палеозойських сланців і пелітів сприяють утворенню карлінгів та гострих вершинних поверхонь гір.

В Каракорумі і в Західних Гімалаях льодовики часто перегороджують бокові річкові долини, в яких епізодично виникають глибокі (80-150 м) загатні озера. Це спостерігається в долинах річок Шайок, Шінгшал, Ішкуман. При проривах льодяних перемичок виникають великі повені і гляціальні селі. Рівень води в річках при спусках озер піднімається на 20-30 м, швидкість становить 6-8 м/с, набагато зростають витрати. В 0,4-0,5 км нижче загатного озера відбувається акумуляція уламкового матеріалу і утворюються внутрішні дельти. Катастрофічні потоки сприяють утворенню селевих терас з висотою 20-30 м. За останні 150 років тут зафіксовано більше 50 випадків прориву льодовикових озер.

Четвертинне зледеніння в Гімалаях ймовірно було більшим. В долині Інду і в північно-західній частині Гімалаїв кінцеві морени встановлені на висоті 800 м. Тут виділяють 5 стадій наступу льодовиків. В найбільш високій частині Гімалаїв зледеніння встановлюється з середньочетвертинного часу, яке досягло максимального розвитку в пізньому плейстоцену.

Тибетське (Цинхай-Тибетське) нагір'я розташоване на північ від Гімалаїв, в області розвитку байкалід, герцинід і мезозоїд. Середні відмітки днищ долин становлять тут 4-4,2 км, а вершинних поверхонь хребтів – 6,5-7,5 км. Цинхай-Тибетське нагір'я характеризується широким розвитком брилових

морфоструктур. Хребти і западини різко обмежені молодими тектонічними порушеннями. До однієї з зон тектонічної активізації, в середній частині хребта Куньлунь, приурочений четвертинний вулкан (витоки р. Керія). Сліди четвертинного вулканізму спостерігаються у північно-західному Тибеті. Вулканічні кратери відмічені в хребті Аркатаг. На значній частині нагір'я зустрічаються термальні джерела, а місцями – гейзери.

В неоген-четвертинний час Тибет піднявся на 3-4 км. На це вказують розмір деформацій товщ галечників, місцями піднятими над улоговинами на 120-150 м. Вздовж крупних розломів спостерігаються гарячі джерела, оточені травертиновими терасами висотою 1-2 м, а на захід від Лхаси – гейзери.

Відгороджений з півдня від вологий вітрів Гімалаями Тибет отримує 300-800 мм опадів на рік, які випадають переважно у вигляді снігу. Зимові температури тут становлять $-40-50^{\circ}$, а середня серпня всього 3° . Весною сніг у горах переважно не тоне, а випаровується. Добові коливання сягають 30° .

Орографію Цинхай-Тибетського нагір'я визначають переважно широтно орієнтовані слабо розчленовані хребти. Вони мають плоскі вершини вкриті брилами, денудаційні останці, кам'яні моря. Тут широко розвинута жорства. В міжгірських, часто безстічних, улоговинах зустрічаються невеликі озера. Інтенсивні ерозійні процеси відзначаються лише в східній частині нагір'я, де глибина річкових долин досягає 2-3 км.

В западинах зазвичай спостерігаються серії акумулятивних терас. В деяких долинах (р. Ланьцанцзян) відзначаються тераси висотою 1, 2, 15, 21, 30 метрів. Деякі з них утворені в результаті підрізання і переробки конусів виносу бокових притоків. Разом з тим, зустрічаються озерні піщано-глинисті відклади, які свідчать про більш вологі епохи в минулому. Повздовжні депресії на півдні нагір'я, на межі з Гімалаями, дрениуються Брахмапутрою, Джигу та іншими річками. Вони розташовані на різній висоті і розділені гірськими перемичками. При їх перетині утворюються вузькі ущелини. Вище

ущелин розташовані широкі долини з пологими терасованими схилами. Дно долин виповнюють піщано-глинисті відклади. Така східчастість рельєфу зумовлена тектонічними причинами.

Прикладом зональності рельєфу крупних міжгірських улоговин території є Цайдамська улоговина (2600-3000 м). Цайдамська улоговина оточена горами: на півночі – Алтинтаг (6161 м) і Наньшань (6346 м); на півдні – Куньлунь (7723 м), на заході і сході – високими плоскогір'ями. Зовнішній край займають аридно-денудаційні горби і дрібносопковик. Ближче до центру розташована алювіально-пролювіальна нахилена рівнина шириною до 20 км. На рівнині переважають конуси виносу, що злились. Вони складені піщано-жорствяно-гравійними відкладами. Тут зустрічаються і невеликі дюни, а на поверхні рівнини вітрогранники. В центрі улоговини виділяється глиниста рівнина вкрита коркою солі потужністю 20-30 см.

Схожими особливостями рельєфу відзначаються й інші міжгірські западини, зокрема, розташована на схід від Цайдамської западини, зайнята озером Кукунор. Потужність четвертинних відкладів в ній становить 200 м. На її периферії розвинуті озерні тераси, які свідчать про крупні озерні трансгресії у минулому.

Висота хіоносфери в напрямку від Гімалаїв до Куньлуня зміщується від 4500 м до 5800 м. Тому, на Цинхай-Тибетському нагір'ї льодовики розташовані лише в привершинній частині хребтів. Тут практично відсутні льодовикові вузли. Максимальна довжина льодовиків не перевищує 6-12 км. В четвертинному періоді зледеніння займало більшу площу. Льодовики були розташовані не тільки на схилах хребтів, але й спускались у міжгірські улоговини. Про це свідчать численні зандрові рівнини з озерами, трогові долини, вали та покриви морени.

3.5.5. Бірманське нагір'я.

Альпійсько-Гімалайський пояс закінчується на південному сході складчасто-бриловим Бірманським нагір'ям (4149 м), яке складене гранітами, кварцитами, кристалічними сланцями, вапняками, піщаниками і розбите численними тектонічними тріщинами. Субмеридіональні хребти розділені повздовжніми западинами, які обмежені тектонічними розломами. Тут переважають глибоко розчленовані середньовисотні гори (1000-2000 м). На північ від западин, в межах Шанського нагір'я, великі площі займають згладжені плосковершинні межиріччя. Продовженням гімалайських ланцюгів є гори *Аракан-Йома* (3053 м). Вони представлені паралельними пасмами, які складені гнейсами, мезозойськими гранітами і сланцями, а схили – вапняками і піщаниками еоцену. Для них характерні коло вершинні хребти. Гори Аракан-Йома оточують райони розвитку грязьового вулканізму. Тут зустрічаються 2 типи грязьових вулканів - конусні і щитові. Діаметр конусних вулканів становлять 200-250 м, а висота – 10-15 м.

Повздовжня тектонічна депресія річки Іраваді має горбисто-увалистий рельєф, який ускладнений плоскими поверхнями широких річкових долин. Долина р. Іраваді у верхній течії має гірський характер, ящикоподібний поперечний профіль, високі круті борти (600-800 м), тісні ущелини і пороги. Паралельно їй тягнеться широка депресія древньої долини Іраваді. В середній і нижній течії в долині спостерігаються тераси висотою 12, 20, 30, 55, 90 м. В розрізах алювію терас переважає мулисто-піщаний матеріал і тільки найвища тераса містить валунно-галечникові відклади. Поруч з депресією Іраваді зустрічаються вулканічні конуси і лавові покриви. Депресію розділяє на 2 частини хребет Пегу-Йома, який складений зім'ятими у складки міоценовими піщаниками, сланцями і глинами, які протикаються субвулканічними тілами. На півночі хребта розташовується вулкан Попа (1518 м). Схили хребта урвисті і різко розчленовані долинами.

На схід від рівнини Іраваді різко здіймається *Шанське нагір'я*. Воно складене різноманітними кристалічними, осадовими і метаморфічними породами докембрійського, палеозойського і мезозойського віку. В рельєфі нагір'я переважають плоско- і коло вершинні межиріччя, які сходами піднімаються з заходу на схід. До зон розломів, що розділяють ці сходи, часто приурочені термальні джерела. Для карстових районів характерні сильно тріщинуваті поверхні схилів, підземні річки, понори, пол'я. Долини річок в таких районах широкі, з пологими схилами.

Для Бірманського нагір'я, в цілому, характерне пряме вираження в рельєфі геологічних структур. Хребти здебільшого відповідають горст-синкліналям, а долини – грабен-синкліналям. Рельєф нагір'я формується з пізнього міоцену, коли складчастими і бриловими рухами були утворені гірські споруди. В середньому пліоцені інтенсивність рухів зменшилась. В пізньопліоцен-ранньочетвертинний час виникла депресія Іраваді і пліоцен-четвертинні конгломерати і піщаники тектонічними рухами були зім'яті в складки. Це супроводжувалось виливами лав. В цілому, Бірманське нагір'я відзначається молодим рельєфом і помітно відрізняється від західної і центральної частин азійського Альпійсько-Гімалайського поясу.

Азійський Альпійсько-Гімалайський пояс, порівняно з європейським, більш контрастний і різнорідний в східному напрямку. В смузі активних пліоцен-четвертинних тектонічних рухів розташовуються брилові і блокові структури північного Індостану і Тибету. Складчасто-брилові хребти і плоскогір'я західної частини поясу розділені вулканічним нагір'ям. Для цієї частини Альпійсько-Гімалайського поясу характерне поєднання гірського і рівнинно-плоскогірного рельєфу. На Малоазійському і Іранському нагір'ях розвинутий флювіальний, еоловий і льодовиковий рельєф.

Контрольні запитання і завдання

1. Покажіть на карті елементи орографії Альпійсько-Гімалайського поясу Азії.
2. Покажіть на карті елементи орографії Малоазійського нагір'я.
3. Охарактеризуйте зони висотної поясності Малоазійського нагір'я
4. Геологічна будова і сучасні екзогенні процеси Армянського нагір'я?
5. Орографія, морфоструктура і морфоскульптура Іранського нагір'я?
6. Які особливості проявлення геологічної будови в морфоструктурі Гіндукушу і Каракоруму?
7. Основні центри сучасного зледеніння та їх відмінності Гіндукушу, Каракоруму, Гімалаїв і Тибету?
8. Як історія геологічного розвитку відобразилась в рельєфі Гімалаїв?
9. Які особливості будови річкових долин Каракоруму і Гімалаїв?
10. Які відмінності зледенінь гір Гімалаїв і Тибетського нагір'я?
11. Сучасні екзогенні процеси морфогенезу Тибетського нагір'я?
12. Які особливості орографії і морфоскульптура Бірманського нагір'я?
13. Яка вираженість геологічних структур в рельєфі Бірманського нагір'я?
14. В чому полягають відмінності рельєфу Альпійсько-Гімалайського поясу Європи і Азії?

Висновки.

В україномовному навчальному посібнику по регіональній геоморфології для студентів природничих факультетів вишів України поєднані аналітичний і синтетичний способи подачі інформації про рельєф Землі. Цьому відповідає і структура посібника. В першому розділі, де розглядаються головні закономірності рельєфу Землі, використана *синтетична* розмірно-генетична класифікація форм рельєфу Землі. «Геотектури», «морфоструктури», «морфоскульптури» - це реальні природні утворення, в описах і поясненнях яких є можливість подавати *аналітичну* інформацію про рельєф Землі. Наступні розділи присвячені крупній частині нашої планети - Азії. В другому розділі розглянуті основні закономірності рельєфу Азії, які показані на рівні морфоструктури і морфоскульптури. В третьому розділі дається аналітична інформація про регіональні особливості рельєфу Азії. Таксони геоморфологічного районування детально розглянуті у вступі. В посібнику використаний географічний (орографічний) підхід (рівнини, низовини, плато, височини, плоскогір'я, гори, нагір'я), який природний і зрозумілий. При написанні розділу була використана уся доступна інформація з джерел минулих років і останніх (більше з Інтернету), яку автор намагався спростувати, враховуючі складності, які виникають при засвоєнні великих масивів даних. При характеристиці виділених районів використовувався єдиний план – *морфологія, сучасні і древні процеси морфогенезу, відклади*, що складають поверхню літосфери і переміщуються нею, важливі *кліматичні, гідрографічні, ландшафтні, людської діяльності* відомості. В тексті зустрічаються місцеві назв форм рельєфу і ландшафтів, але автор свідомо залишає місцеву топоніміку читачам для самостійної роботи.

На наш погляд, використаний в посібнику аналітико-синтетичний спосіб подачі інформації дозволяє враховувати тенденції, які відбуваються в

сфері вищої освіти. Сучасні технології вносять суттєві зміни в організацію навчального процесу. Як і деякі зовнішні причини (епідемії, війна). Які ведуть до зменшення годин аудиторних занять і, відповідно, до збільшення годин самостійної роботи, до все більшого використання дистанційних форм. Ці тенденції давно існують у розвинутих країнах, куди прямує і Україна.

Окремо зупинимось на формах рельєфу, які часто згадуються в посібнику і які важливі для розуміння геоморфології. Наприклад, поверхні вирівнювання. Це реальні природні об'єкти, що мають практичне значення (пошуки родовищ корисних копалин кори вивітрювання – бокситів, рідких і рідкоземельних металів). Але вони мають значення і для теорії морфогенезу. Особлива увага до поверхонь вирівнювання була в 60-70 роки минулого століття. Тоді в геоморфології піднімалось питання *часу* власного об'єкту шляхом створення денудаційної хронології морфогенезу на основі використання для цього поверхонь вирівнювання. Необхідно також зазначити, що поверхні вирівнювання внесли дискусійний момент в розмірно-генетичну класифікацію форм рельєфу Землі, порушили ідею їх ієрархії форм. Поверхні вирівнювання - морфоскульптури, які за площею (розмірами) значно більші за крупні морфоструктури.

Читачі навчального посібника, повинні знати, що сучасна геоморфологія – це фундаментальна наука про Землю, яка вивчає одну з її геосистем - *геоморфосистему*. Для цього у геоморфологів є *основне* – загальна теорія її об'єкту – *циклічності морфогенезу*, яка визнана геоморфологами світу, і, завдяки якій, геоморфологія зберігає цілісність і розвивається. На основі теорії циклічності виникли відомі аналітичні напрямки геоморфології і можуть створюватись *нові*.

В *парадигмальній* моделі науки містяться пояснення причин розвитку наук. Вони внутрішні (вичерпання конкретної парадигми) і зовнішні (практичні потреби людства, досягнення науки). За півтора століття розвитку геоморфології, як науки, не один раз змінювалися її парадигми. Кожна нова

парадигма в певний час і за певних обставин визначала актуальний напрямок досліджень рельєфу – його *морфологію* (морфологічна), *генезис* (морфогенетична), *історію* (морфоісторична або історико-генетична), *динаміку* (морфодинамічна). Ці, створені в різний час напрямки досліджень рельєфу, нині співіснують і перетинаються і продовжують розвиватися за нових теоретико-методологічних і інформаційно-методичних умов.

Морфодинамічні дослідження, досі залишаються пріоритетними серед геоморфологів. Вони спираються на розуміння об'єкту геоморфології як «рельєфу» *експонованої* земної поверхні і розташовану нижче на глибину десятків-сотень метрів (до кілометра) *літосферу*, які динамічно пов'язані з сучасними базисами ерозії (місцевими, регіональними, Світового океану). Не важко бачити, що такий підхід значно обмежує в просторі і часі об'єкт геоморфології порівняно з попередньою провідною *морфогенетичною* парадигмою. Адже «корені» морфоструктур, а особливо геотектур, розташовані значно глибше (значні частини земної кори, *вся* земна кора, літосфера, *все* планетне тіло Землі). Тому, морфодинамічна парадигма не здатна концептуально вирішувати важливих проблем *усього* планетного тіла Землі.

Нині створюється нова інтегративна міждисциплінарна парадигма і конкретні науки про Землю *повинні* брати в ній участь. Геоморфологія повинна перейти від морфодинамічної парадигми до іншої. Автор посібника пропонує для цього *морфохронодинамічну* концепцію, яку він давно захистив на рівні доктора наук і продовжує розвивати. Морфохронодинамічна концепція використовує: в *теорії* - еліміновані фундаментальні закони геоморфогенезу; *методологію теорії систем*; сучасну інформаційно-методичну базу; розроблений *понятійно-термінологічний апарат*. Визначені наукові і практичні напрямки її використання. Основним елементом морфохронодинамічної концепції є *палеогеоморфологія*, яка дозволяє відтворювати історію і еволюцію «рельєфу» - *історико-динамічної*

морфосистеми Землі і геоморфолітосфери, як її матеріалізованого простору-часу.

І останнє. Нова парадигма не зможе повністю спиратися на науку, яка, в цілому пояснює *чому, що і як*, але не дає відповіді на **основне** питання *для чого?* Тому, в сучасній науковій літературі епохи постмодерну все частіше згадується *номогенез* (визначеність). Згідно концепції номогенезу, біосфера, людина, суспільство, етноси, держави, свідомість можуть існувати тільки у *певному* природно-географічному середовищі, яке формувалось на нашій планеті *поступово*. Основною умовою втілення людської раси в це середовище є клімат і геолого-геоморфологічні умови.

Контрольні запитання і завдання

1. Яке значення має регіональна геоморфологія для геоморфології?
2. Яке значення для геоморфології має морфодинамічна парадигма?
3. Які недоліки морфодинамічної концепції геоморфології?
4. Які підходи вирішення сучасних проблем людства і планети виражають морфодинамічна парадигма і інтегральні мегасистеми?
5. Яка роль науки у формуванні нової суспільної парадигми?
6. Місце міфологічного джерелознавства у новій міждисциплінарній парадигмі?
7. Що представляє собою концепція номогенезу Л. С. Берга?
8. Дайте характеристику планетного етапу розвитку Землі.
10. Як теорія термодинамічної еволюції Землі пояснює виникнення внутрішніх і зовнішніх геооболонок?
11. Дайте характеристику планетарного етапу Землі і основні тренди еволюції її геооболонок.
12. Які напрямки геоморфології отримають найбільший розвиток у зв'язку з даними міфологічного джерелознавства і ідеями номогенезу?
13. Що представляє морфохронодинамічна концепція геоморфології (теорія, методологія, методи, розвиток нових напрямків)?
14. Морфохронодинамічна концепція і вирішення прикладних питань.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Барщевський М.Є. Етапність розвитку рельєфу Землі як основна закономірність геоморфогенезу // Українська геоморфологія: стан і перспективи (Матеріали міжнародної науково-практичної конференції). - Львів: Меркатор, 1997. – С. 10-12.
2. Барщевський М.Є. Типи геоморфогенезу та основні закономірності розвитку рельєфу Землі у фанерозої // Укр. геогр. журн., 1999, № 3 - С. 19-25.
3. Барщевський М.Є. Етапність розвитку рельєфу у фанерозої // Укр. геогр. журн. 1999, № 3 - С. 19-25.
4. Барщевський М.Є. Загальні проблеми палеогеоморфології та розвиток рельєфу Землі у фанерозої // Супутник Київського географічного щорічника. Випуск 1. 2003. - 380 с..
5. Комлев О.О. Про основні поняття і проблеми палеогеоморфології // Укр. геогр. журн. - 1977. - №3. - С. 59-63.
6. Комлев О.О. Рельєф Землі, еволюція геосфер і стан довкілля // Захист довкілля від антропогенного навантаження. Вип. 4(6). Харків-Кременчук, 2001. – с.11-20.
7. Комлев О.О. Про зміст сучасної концепції геоморфології // Укр. географ. журн., 2002, №2, с.10-16.
8. Комлев О.О. «Рельєф Європи» і парадигма геоморфології майбутнього (висновки до першого навчального посібника з рельєфу материків написаного українською мовою). Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Львівський національний університет імені Івана Франка. - 01(14) 2022 - С. 179-188.
9. Рельєф України / Вахрушев Б.О., Ковальчук І.П., Комлев О.О., Кравчук Я.С., Палієнко Е.Т., Рудько Г.І., Стецюк В.В. К.: Видавничий Дім «Слово», 2010.- 688 с.

10. Dietz R.S., 1972. Geosynclines, mountains and building, Scientific American, 226, pp. 30-33.
11. Holmes A., 1965. Principles of Physical Geology, Nelson, London.
12. Jordan P., 1971. The Expanding Earth, Pergamon, Oxford.
13. Karig D. E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific, J. geophys. Res., 76, pp.2542-2561.
14. King B. C., 1976. The Baikal Rift, J. geol. Soc. Lond.132, pp. 348-349.
15. King L., 1962. The Morphology of the Earth. A study and synthesis of world scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh and London.
16. Machtschek Fr. Das Relief der Erde. B I u B II. Berlin, 1955.
17. Molnar P. and Tapponier P., 1978. Active tectonics of Tibet, geophys. Res., 83, pp. 5361-5373.
18. Ollier K. Tectonics and landforms. 1981. Longman Group Limited, London and New York. - 460 p.
19. Thornbury W. D., 1969. Principles of Geomorphology. 2nd edn Wiley, New York.
20. Van Bemmelen R. W., 1972. Geodynamic Models, Elsevier, Amsterdam.
21. *Джерело в Інтернеті*: Комлев О.О. Рельєф Європи. Навчальний посібник. Київ, 2022. - 228 с. Ресурс розміщення <https://geo.knu.ua/biblioteka/pidruchnyky-ta-navchalni-posibnyky/>

Інтернет-джерела

<https://deeptimemaps.com/>

<http://dels.nas.edu>

<http://www.nps.gov/geology/>

<http://www.photoukraine.com/ukrainian/pho-tos/region/4/4945>