

Прикарпатський національний університет
імені Василя Стефаника

Володимир Сельський

Основи
четвертинної геології

Навчальний посібник

Івано-Франківськ
2007

УДК 55:551.583.3

ББК 26.3

С 29

Володимир Сельський. Основи четвертинної геології:
Навчальний посібник. — Івано-Франківськ, 2007. — 300 с.

Підготовлений на основі опрацювання і перекладу російськомовних видань з четвертинної геології Лукашова К.І. (15), Кізевальтера Д.С., Рижової А.А. (12), Конопльової В.І. (13) та інших авторів, а також сучасних видань з доповненнями автора. У роботі дається опис особливостей, методики вивчення та картування четвертинних відкладів. Розглядаються питання стратиграфії, будови четвертинних відкладів й історії їх накопичення, а також окремі питання, які торкаються археології. Подається короткий опис четвертинних відкладів Європи та України. У розширеному об'ємі розглядаються генетичні типи четвертинних відкладів та їх зв'язок із рельєфом місцевості і кліматичними умовами того часу. Окремо описуються ґрунтоутворні процеси як невід'ємна складова одного із видів осадків четвертинного періоду, що вкрили тонким покривалом практично весь суходіл нашої Планети, на яких сформувався сучасний рослинний світ.

Посібник розрахований на студентів геологічних, географічних, аграрних спеціальностей, а також істориків-археологів і всіх тих, кого цікавлять проблеми, пов'язані з різними аспектами четвертинного періоду.

Рецензент: Адаменко О. М., доктор геолого-мінералогічних наук,
професор, академік УНГА.

Рекомендовано до видання кафедрою агрохімії і ґрунтознавства
Прикарпатського національного університету імені Василя
Стефаніка.

ISBN 978-966-640-211-3

© Сельський В.К., 2007
© Видавничо-дизайнерський відділ ЦІТ
Прикарпатського національного університету
імені Василя Стефаніка, 2007

Зміст

Вступ	6
1. Коротка палеогеографічна характеристика північної півкулі Землі в четвертинному періоді	9
1.1. Особливості четвертинного періоду і його відкладів	13
2. Коротка історія вивчення четвертинних відкладів	17
3. Методи дослідження четвертинної геології	27
3.1. Геологічні методи	28
3.2. Геоморфологічні методи	35
3.3. Геофізичні методи	37
3.4. Археологічні методи	38
3.5. Геохронологічні методи	44
3.5.1. Радіологічні методи	44
3.5.2. Фізико-хімічні і фізичні методи визначення абсолютного віку	46
3.5.3. Інші геохронометричні методи	47
4. Принцип розчленування четвертинних відкладів і загальна стратиграфічна схема	48
4.1. Розчленування четвертинної системи	53
4.1.1. Стратиграфічне розчленування відкладів дна морів і океанів	56
4.2. Проблеми нижньої границі антропогену	59
4.3. Флористичне і фауністичне обґрунтування стратиграфії континентальних відкладів антропогену	61
4.3.1. Основні етапи розвитку флори	61
4.3.2. Основні етапи розвитку фауни	63
4.4. Археологічні основи стратиграфії антропогену	88
4.5. Регіональні стратиграфічні схеми антропогену і загальна стратиграфічна шкала	92
5. Генетичні типи четвертинних відкладів	97
5.1. Тип елювіальних відкладів	98
5.2. Тип колювіальних відкладів	100
5.3. Тип делювіальних відкладів	103
5.4. Тип алювіальних відкладів	105
5.4.1. Відклади заплав	106
5.4.2. Річкові тераси і пов'язані з ними алювіальні відклади	114
5.4.3. Морфологія річкових долин	119
5.5. Тип пролювіальних відкладів	123
5.6. Тип озерних відкладів	125
5.6.1. Осадки прісних озер	126
5.6.2. Осадки солених озер	128

5.7. Тип болотних відкладів	133
5.8. Тип льодовикових відкладів	140
5.8.1. Власне льодовикові відклади	146
5.8.1.1. Морени і моренні відклади	146
5.8.1.2. Друмлини	152
5.8.1.3. Відторженці	154
5.8.1.4. Ератичні валуни	154
5.8.2. Загальна характеристика водно-льодовикових відкладів	155
5.8.2.1. Флювіогляціальні відклади	157
5.8.2.1.1. Ози	158
5.8.2.1.2. Ками	161
5.8.2.1.3. Зандри	162
5.8.2.1.4. Відклади районів поширення вічної мерзлоти	164
5.8.2.2. Паводково-льодовикові відклади	166
5.8.2.3. Озерно-льодовикові відклади	169
5.8.2.4. Морські льодовикові відклади	175
5.9. Тип еолових відкладів	177
5.9.1. Еолові піски	178
5.9.2. Пилові еолові осадки (леси)	182
5.9.3. Еолові вулканічні осадки	188
5.10. Ґрунти — генетичний тип четвертинних відкладів біогенного ряду	188
5.10.1. Роль гірських порід та мінералів у процесі ґрунтоутворення	190
5.10.2. Роль зелених рослин у процесі ґрунтоутворення	191
5.10.3. Мікроорганізми і їх роль в утворенні ґрунту	195
5.10.4. Тварини та їх роль у ґрунтоутворюючих процесах ..	200
5.10.5. Кліматичні фактори ґрунтоутворення	201
5.10.6. Залежність ґрунтоутворних процесів від рельєфу	202
5.10.7. Час — фактор ґрунтоутворного процесу	203
5.10.8. Виробнича діяльність людини та її вплив на ґрунтоутворні процеси	204
5.10.9. Виявлені ґрунти	205
5.10.10. Генетичні горизонти ґрунту	208
5.10.11. Класифікація ґрунтів	212
5.11. Тип відкладів вулканічного ряду, хімічних та інших	216
5.12. Тип техногенних відкладів	218
5.13. Тип четвертинних відкладів дна Світового океану	218
5.13.1. Відклади мілководдя	222
5.13.2. Глибинні відклади	223
5.13.3. Відклади лагунної обстановки	226

5.13.4. Основні висновки щодо умов накопичення і формування відкладів океанічного дна	227
6. Геологічне картування четвертинних відкладів	233
6.1. Методика картування і побудова карт четвертинних відкладів	233
6.2. Особливості картування четвертинних відкладів у полі	249
7. Корисні копалини, пов'язані з четвертинною геологією	256
7.1. Деякі особливості пошуків корисних копалин у четвертинних відкладах	259
8. Народногосподарське і наукове значення четвертинної геології ..	263
9. Четвертинні відклади Європи	265
9.1. Льодовикові відклади	265
9.2. Водно-континентальні відклади	270
9.3. Еолові відклади	273
9.4. Морські відклади	275
9.5. Вулканічні утворення	279
10. Четвертинні відклади України	283
Використана література	298

ВСТУП

Четвертинний покрив має повсюдне поширення та величезне практичне значення і заслуговує на особливу увагу. Адже неможливо перебільшити роль порід четвертинного періоду, як материнських, для утворення ґрунтів, на котрих розвивається сільськогосподарська діяльність людини; як джерело видобутку чисельних корисних копалин, нарешті, як ґрунти, які служать основою для всіх інженерних споруд. Разом з тим до теперішнього часу, на жаль, систематичне вивчення їх ще ведеться не на найвищому рівні. Це пояснюється, з одного боку, історичним ходом розвитку геології, яка в цілому вийшла з гірничорудної справи, в якій четвертинні відклади розглядалися як наноси, що заважають виявленню рудного тіла. З іншого боку через ряд особливостей самих четвертинних відкладів, таких як їх будова, умови залягання, поширення, потужності тощо, які вимагають не стандартних, як для геології в цілому, підходів до їхнього вивчення й картування, а розробки спеціальних методів, котрі б забезпечили вирішення даної проблеми.

Четвертинний або антропогенний період є наймолодшим і продовжується до сьогодні. З ним пов'язують значні події в житті нашої планети. А саме: різкі коливання клімату, виникнення великих льодовикових покривів у північній півкулі, сильні коливання рівня Світового океану, швидкий ріст гірських хребтів, утворення покриву континентальних відкладів на території всієї суші. З ним також пов'язане виникнення сучасного рельєфу, рослинності, тваринного світу. Та найяскравіша подія цього періоду — формування людини і розвиток людського суспільства.

Четвертинна геологія колись була останнім розділом історичної геології. Разом з тим відклади і вся історія четвертинного періоду настільки специфічні, що розділ цей давно виділився в самостійну наукову дисципліну. Та найголовнішу роль у виділенні четвертинної геології в самостійну науку відіграло її практичне значення в діяльності людини.

Об'єктом вивчення четвертинної геології є відклади останнього відрізка геологічної історії тривалістю 2-3 мільйони років. Однак точно окреслити границі четвертинної системи дуже нелегка справа. Бо з одного боку геологи не володіють до цього часу достатньо точними методами для виміру настільки коротких проміжків геологічного часу, а з іншого — немає точних критеріїв для проведення нижньої границі цієї системи. Справа в тому, що в історії розвитку всієї природи Землі між четвертинним періодом і неогеном спостерігається тісний взаємозв'язок. Особливо тісний зв'язок має місце між четвертинним періодом і пізнім пліоценом (неогену). Тим не менше виділення четвертинної системи і її досить детальне розчленування необхідне, бо це має суттєве значення для вирішення важливих наукових і народногосподарських завдань.

У геологічній службі колишнього Радянського Союзу до останнього часу тривалість четвертинного періоду приймалась в об'ємі біля 0,75 млн. років, тобто з початку прояву великих материкових зледенінь у Європі і сильного похолодання клімату Землі. Тим не менше не виключена поява льодовиків на більш ранніх етапах. Адже похолодання клімату проявилось значно раніше, що викликало суттєві зміни в складі фауни і флори. У зв'язку з цим на XVIII сесії Міжнародного геологічного конгресу 1948 року було прийняте рішення про пониження границі четвертинної системи у зв'язку з врахуванням прояву першого похолодання клімату, що позначилось на фауні морських відкладів пліоцену півдня Італії. Від тоді більшість дослідників приймають її на рівні біля 1,8-2,0 млн. років. Антропологі схиляні опускати нижню границю плейстоцену до 3,0-3,5 млн. років і навіть більше.

Термін "четвертинна система" вперше був запропонований 1825 року Ж. Денуайє для післятретинних відкладів. Найменування це тоді відображало вживаний у XVIII столітті поділ гірських порід на чотири групи або формації. 1839 року Ч. Ляйєль запропонував для четвертинних відкладів ще один, новий термін "плейстоцен", куди включив відклади, у складі морської фауни яких було до 90% сучасних видів. Пізніше останній термін також закріпився, але за відкладами більш короткого проміжку часу, а саме часу епохи тільки зледенінь у Європі.

Термін же “четвертинний період” був затверджений Геологічним конгресом 1888 року у більш широкому розумінні для всіх після неогенових утворень. З того часу термін “четвертинний період” отримав широке розповсюдження. Та після відмови від терміну “третинна система” (стали вживати палеогенова і неогенова системи), термін “четвертинна система” став звучати зовсім архаїчно. Тоді знову почали придумувати нові назви цьому періоду: постпліоценовий, найновіший і т. д. Вихід з цього становища 1919 року був запропонований А.П.Павловим, який, вважаючи найбільш важливою подією для цього проміжку часу в розвитку органічного світу появу людини, назвав його “антропогеновим”. Ця пропозиція отримала знову широку підтримку, особливо в другій половині ХХ століття антропогеновий період став витісняти поняття четвертинний період. Нами надалі ці терміни будуть використовуватися як синоніми.

Найважливішими завданнями четвертинної геології слід вважати: стратиграфічне розчленування відкладів і кореляцію розрізів; вивчення геологічної будови четвертинного покриву, його походження і умов утворення відкладів; встановлення палеогеографічних умов; відтворення історії і самих тектонічних рухів та вулканізму. Дуже важливим завданням є вдосконалення методів дослідження і розробка нових методів, особливо у визначенні абсолютного віку відкладів.

Заяпитання для самоконтролю

1. Практичне значення четвертинних відкладів.
2. Чому тривалий час глибоке вивчення четвертинних відкладів не отримувало належної уваги?
3. Які значні події в житті нашої планети пов'язують із четвертинним періодом?
4. Що ви знаєте про тривалість четвертинного періоду?
5. Коли і ким вперше був запропонований і затверджений офіційно Геологічним конгресом термін “четвертинна” система?
6. Чому четвертинний період ще стали називати “антропогеновим” і коли та ким ця назва була запропонована?
7. Які найважливіші завдання стоять перед четвертинною геологією?

1. КОРОТКА ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПІВНІЧНОЇ ПІВКУЛІ ЗЕМЛІ В ЧЕТВЕРТИННОМУ ПЕРІОДІ

Четвертинний (антропогенний) період, як вважає більшість вчених, почався 1,8-2 млн. років тому. Він ділиться на два етапи: плейстоцен (що в перекладі означає час майже нового життя) та голоцен (час зовсім нового життя). Протягом четвертинного періоду материки і океани набули сучасних обрисів. Кілька разів змінювався клімат.

Ще наприкінці неогенового періоду виникли і отримали широкий розвиток різкі похолодання, які викликали зміни ландшафтних зон у північних частинах нашої планети через появу льодовиків у полярних широтах. Одним із таких було зледеніння бібер. Льодяні покриви, які існували в полярних районах у другій половині пліоцену, повільно збільшувались у розмірах. Із похолоданням відбувались суттєві зміни серед тваринного і рослинного світу.

Найголовніші ж події похолодань відбулись у четвертинному періоді, де мали місце ряд льодовикових епох. Головними центрами зледеніння у Східній Європі були півострови Скандинавський і Таймир та острів Нова Земля. У горах виникали свої центри і льодовики “сходили” в області передгір'я. Площі, вкриті льодовиками, не залишалися постійними, а спостерігалася неодноразова “пульсація” льодовиків: епохи льодовиків чергувалися з міжльодовиковими епохами, тобто похолодання — із потепліннями.

У льодовикові епохи відбувалося різке зменшення води в ріках, морях і озерах, що призводило до відступу (регресії) моря і розширення території материків. У результаті посилювалась руйнівна діяльність льодовиків, нівелювались нерівності в рельєфі, формувалися ряд річкових і морських терас, змінювалася гідрографічна сітка.

При таненні льодовиків з'явилася значна кількість водних потоків, які транспортували уламковий матеріал. Зростав рівень води в ріках і посилювалася їх геологічна робота. Одночасно зрос-

тав рівень води в морях (трансгресія) і море наступало на сушу. Трансгресії мали місце як на півночі (зокрема у Східній Європі в басейнах Баренцевого, Білого, Балтійського морів), так і на півдні (в басейнах Чорного та Каспійського морів).

Близько 10 тис. років тому на території Європи покривні льодовики зникли, а на Скандинавському півострові — 5-8 тис. років тому.

Як відомо з четвертинним періодом пов'язані п'ять великих зледенінь, які названі за ріками до яких сповзали льодовики, — ріки Дунай, Гюнд, Міндель, Рис, Вюрм. У Східній Європі останнім трьом відповідали: мінделю — окське, риському — дніпровське (рис. 1) і московське (рис. 2), вюрмському — валдайське.

Сильне похолодання, яке наступило в ранньому плейстоцені з пониженням середньорічних температур на 10-15⁰ у високих широтах, привело на початку до утворення потужного снігового покриву, а відтак і льодовикового (дунайське зледеніння). Слід зауважити, що через ряд причин час початку систематичних коливань границь давніх льодовикових покривів визначити вкрай важко. Зміщення кліматичних зон на південь під час похолодань відбувалось від 1 до 2 тисяч кілометрів.

Величезний гюндський льодовик рухався з півночі, несучи із собою багато уламкового матеріалу. Його товщина досягала 800 м. Великими плямами він покрив більшу частину Північної Америки та альпійську область Європи. Під льодовиком знаходилася Гренландія. Потім льодовик розтанув, а уламковий матеріал — моренні валуни, піски, глини тощо — залишились на поверхні ґрунту. Клімат став відносно теплим і вологим. У той час острови Англії відділялися від Франції річковою долиною, а Темза була притокою Рейну. Чорне та Азовське моря були значно ширшими, ніж сучасні, а Каспій глибоководнішим.

У Західній Європі жили бегемоти, носороги, коні. Слони, висотою до 4 м, населяли територію сучасної Франції. На території Європи й Азії жили верблюди, коні, бобри, носороги, леви, тигри, вовки, гієни. Найбільшим хижаким того часу був печерний ведмідь. Він майже на третину більший за сучасних ведмедів. Жив він у печерах, живився переважно рослинністю.

Тундри й степи Євразії та Північної Америки населяли мамонти, які досягли 3,5 м у висоту. На спині вони мали великий

горб із запасами жиру, що допомагав їм переносити голод. Густа шерсть та товстий шар підшкірного жиру оберігали мамонтів від холоду. За допомогою добре розвинених вигнутих бивнів вони розгрібали сніг, шукаючи їжу.

Рослини раннього плейстоцену представлені переважно кленами, березами, ялинами, дубами. Тропічна рослинність вже зовсім не відрізнялася від сучасної.

Міндельський льодовик дійшов до Московської області, покрив Північний Урал, верхів'я Ельби й частину Карпат.

У Північній Америці він покрив більшу частину Канади та північну частину США. Його товщина досягала 1000 м. Згодом льодовик розтанув, а уламковий матеріал, що він приніс із собою, покрив ґрунт. Вітер перевівав цей матеріал, води перемивали його, поступово утворюючи потужні товщі лесів. Значно підвищився рівень морів. Були затоплені долини північних річок. Між Англією і Францією утворилась морська протока.

У Західній Європі росли густі ліси дубів, в'язів, тисів, буків, горобини. Траплялися рододендрони, інжир, самшит. Отже, клімат тоді був значно теплішим, ніж тепер. Типова полярна фауна — песець, полярний вовк, північний олень — переселяються у північну тундру. Поряд з ними живуть мамонти, шерстисті носороги, великорогі олені. Шерстистий носоріг був покритий густою довгою шерстю. Заввишки він був 1,6 м, завдовжки близько 4 м. На голові мав довгий, до метра, гострий ріг, позаду нього знаходився менший.

Великорогий олень мав дуже великі роги, які своєю формою нагадували роги сучасного лося. Відстань між кінцями рогів досягала 3 м. Важили роги близько 40 кг. Великорогий олень широко розселився на території Європи і Азії і дожив до голоцену.

Південніше від тундри жили бізони, коні, олені, сайгаки, бурі й печерні ведмеді, вовки, лисиці, носороги, печерні й звичайні леви. Печерні леви були майже на третину більші, ніж звичайні. Мали вони густу шерсть і довгу кудлату гриву. Зустрічалися печерні гієни, майже вдвоє більші від сучасних гієн. На півдні Європи жили бегемоти. У горах водилися барани і кози.

Риське зледеніння покрило потужним, до 3000 м, шаром льоду північну частину Західної Європи, а двома довгими льодовими язиками досягло території нинішнього Дніпропетровська, Таманського

кряжу і верхів'я Ками.

Льодом була вкрита майже вся північна половина Північної Америки.

Поблизу льодовиків жили мамонти, північні олені, пелі, білі куріпки, бізони, шерстисті носороги, вовки, лисиці, бурі ведмеді, зайці, вівцебики. Мамонти і шерстисті носороги поширилися до кордонів сучасної Італії, розселилися на території нинішньої Англії і Сибіру.

Льодовик розтанув, і знову піднявся рівень моря, внаслідок чого воно затопило північне узбережжя Західної Європи і Північної Америки.

Клімат залишався вологим і холодним. Поширилися ліси, в яких росли ялина, граб, вільха, береза, сосна, клен. У лісах жили тури, олені, рисі, вовки, лисиці, зайці, козулі, дикі кабани, ведмеді. У лісостепу траплялися носороги. У великих південних степах, що утворилися, бродили стада бізонів, зубрів, коней, сайгаків, страусів. На них полювали дикі собаки, леви, гієни.

Бюромське зледеніння покрило льодом північну частину Західної Європи, територію Європейської частини до широт Мінська, верхів'я Волги. Плями льодовика була вкрита північна частина Канади. Товщина льодовика досягала 300-500 м. Його кінцева та донна морени утворили сучасний моренний ландшафт. Поблизу льодовиків утворилися холодні й сухі степи, серед яких росли карликові берези і верби. На півдні починалася тайга, де росли ялини, сосни, модрини. У тундрі жили мамонти, шерстисті носороги, вівцебики, пелі, північні олені, білі зайці і куріпки. У степовій зоні — коні, тхори, ховрахи, носороги, сайгаки, бики, печерні леви, гієни, дикі собаки. У лісах — олені, рисі, вовки, лисиці, бобрі, ведмеді, тури.

Бюромський льодовик відступав поступово. Досягнувши Балтійського моря, він зупинився. Поблизу нього утворилося багато озер, де відкладалися так звані стрічкові глини. Фінляндія у той час мала вигляд архіпелагу. Балтійське море з'єднувалося широкою протокою з Льодовитим океаном.

Пізніше льодовик відступив до центру Скандинавії.

У голоцені на півночі утворилася тундра, а потім і тайга. Там вимирають носороги, мамонти. Полярні форми мігрують на північ. Фауна поступово набирає сучасного вигляду. Та на відміну від сучасної, вона характеризується великою кількістю особин.

Величезні стада зубрів, сайгаків, коней населяли південні степи.

У саванах Європи жили леви, гієни, інколи сюди заходили тигри. В її лісах мешкали тури, барси. Набагато більше було і сучасних представників лісової фауни. Та й самі ліси займали більшу територію.

У повноводних річках Європи було багато риби, а по тундрі ходили гігантські стада північних оленів та вівцебиків.

Ще продовжували жити у Новій Зеландії велетенські дінорніси, нелітаючі птахи — моа, дронти. На Мадагаскарі жили страусоподібні епіорніси, що досягали у висоту 3-4 м. Їхні яйця ще й досі знаходять у болотах острова. Мандрівні голуби ще в ХІХ ст. величезними зграями селилися в Америці. Поблизу Ісландії жили безкрилі гагарки. Усі ці птахи були винищені людиною.

Триває четвертинний період і в наш час.

1.1. Особливості четвертинного періоду і його відкладів

Четвертинний період від усіх попередніх періодів відрізняється дуже малою тривалістю, крайньою молодістю відкладів, повним пануванням континентальних відкладів у межах сучасної суші, характером накопичення осадків протягом останніх 2 млн. років в умовах сучасних морів і океанів, наявністю інтенсивних, глобальних коливань клімату і пов'язаних з ними материкових зледенень. Специфічною особливістю цього періоду є формування людського суспільства і його матеріальної культури.

1. Мала тривалість четвертинного періоду. Тривалість всього четвертинного періоду (1,8-2,0 млн. років) є значно коротшою за часом від навіть будь-якої епохи дочетвертинних утворень. Так тривалість у часі найкоротшої пліоценової епохи в неогені складала 3,2-3,3 млн. років, тобто більше як на 1 млн. років була довшою за весь четвертинний період. Тим самим четвертинна система відповідає лише частині звичайного стратиграфічного ярусу або ще дрібнішої одиниці (зони). Разом з тим головний метод, який використовується в історичній геології для встановлення геологічного віку — біостратиграфічний, не дає можливості для дрібного розчленування відкладів, а значить і не може бути використаний для поділу четвертинного періоду. Еволюція органічного світу йде

повільніше, ніж це потрібно для фіксації дуже коротких відтинків часу. Мала тривалість періоду створює особливі труднощі перед його стратиграфічним розчленуванням і вимагає для цього пошуків якихось особливих принципів і методів.

2. Крайня геологічна молодість четвертинних відкладів. Ця риса проявляється рядом особливостей. По-перше, ці відклади покривають суцільним чохлам майже всю поверхню земної кулі і відсутні тільки на дуже стрімких скалистих схилах. По-друге, максимально переважають пухкі, сипучі породи. Тверді гірські породи зустрічаються дуже рідко. Зокрема породи з вапняковим цементом, органогенні вапняки, травертини і вулканічні породи. По-третє, панують не дислоковані (без складок, розривів) відклади, які повністю зберігають свої первинні форми залягання. Дислокації виникають тільки серед найдавніших товщ у горах від дії льодовиків і при зсувах. По-четверте, мала звичайно потужність четвертинних відкладів. Вона вимірюється метрами або першими десятками метрів, рідко складає 100-200 метрів. Але в прогинах часом може досягати 500 і навіть 1800 метрів. Ці властивості ускладнюють їх дослідження, але з іншого боку зумовлюють прекрасне збереження первинних ознак осаду і наявних у ньому залишків організмів, близьких до сучасних форм. Останнє забезпечує дуже велику надійність палеогеографічних реконструкцій, що має важливе значення для стратиграфічного розчленування системи.

3. Повне панування континентальних відкладів. На початок четвертинного періоду сучасні границі материків переважно вже сформувалися. У межах існуючої суші майже не було трансгресій (наступу моря на сушу) і скрізь йшло накопичення континентальних осадків. Континентальні відклади сильно відрізняються від морських. Одною з важливих особливостей їх є тісний зв'язок з рельєфом земної поверхні і з процесами його формування. Замість правильного паралельного напластування витриманих по площі шарів, що типово для морських умов, для континентальних відкладів характерна сильна фадіальна мінливість, літологічна строкатість у плані, залягання у вигляді складних лінзовидних тіл. Накопичення осадків відбувається в чисельних відокремлених западинах, у пониженнях рельєфу і на їх схилах, при великій кількості екзогенних процесів, які

ведуть до транспортування і відкладання осадків. Важливого значення набуває вивчення походження відкладів, встановлення їх генетичних типів і взаємовідношення їх між собою, рельєфом, палеогеографічними умовами їх утворення. Разом з великою строкатістю складу і будови відкладів характерна повторюваність у розрізі однотипних літологічних комплексів, викликаних багаторазовим повторенням подібних умов осадконакопичення.

Важливою особливістю континентальних відкладів є постійне проявлення в їх будові процесів акумуляції (накопичення) і денудації (руйнування). У результаті неодноразового врізання річкових долин, яке відбувається найчастіше внаслідок тектонічного підняття суші, характерне більш низьке гіпсометричне положення молодших (врізаних і вложених) відкладів порівняно із старшими. Типовим є також різновисотне положення одновікових відкладів різного походження.

Відсутність правильного нашарування, накопичення в ізольованих дрібних западинах осадків визначають неможливість застосування методу просліджування пластів і створюють великі труднощі при кореляції їх. Зворотне гіпсометричне положення древніх і молодих шарів при врізанні річкових долин не дозволяють застосовувати метод послідовності нашарувань для визначення відносного віку відкладів. Тісний зв'язок осадконакопичення з рельєфом висувають на першій план геоморфологічну методику. Суттєвою особливістю четвертинних відкладів є майже повна відсутність в них залишків організмів. Це пов'язано з малою щільністю заселення суші тваринами, а головне — з незадовільними умовами захоронення. Відмерлі організми довго залишаються на поверхні і в субаеральних умовах повністю розкладаються. Тим не менше зустрічаються одиничні знахідки і масові захоронення викопних організмів, але вони дуже рідкісні і для розчленування відкладів використовуються дуже рідко. Таким чином палеонтологічний метод тут може мати лише дуже обмежене застосування.

4. Коливання клімату і зледеніння. Коливання клімату виражались в неодноразовій зміні теплих і холодних епох різної тривалості й інтенсивності. Сильні і тривалі похолодання клімату в середніх широтах і на півночі за вологого клімату сприяли виникненню материкових льодовикових покривів. У зоні сухого арктичного клімату в епохи похолодань відбувалось

інтенсивне промерзання гірських порід і формувалась багаторічна (вічна) мерзлота. Тривалі потепління клімату виражалися в міжльодовикових епохах, у частковій деградації вічної мерзлоти. На фоні цих крупних коливань проявлялися і більш дрібні різного порядку, які утворювали другорядні кліматичні ритми різної складності. В аридній зоні і субтропіках у зв'язку із змінами клімату чергувались епохи вологі і посушливі. Сильні похолодання викликали великі зміни серед тваринного світу і рослин. З'явилися нові типи фізико-геологічних процесів і відкладів. Періодичні зледеніння Землі приводили до концентрації колосальних мас води у вигляді льоду на суші і викликали коливання рівня вод в океанах та змінювали його температурний режим. Ритмічні кліматичні зміни дають зовсім нову палеокліматичну основу для стратиграфічного розчленування четвертинних відкладів, яка опирається на сукупність літологічних і палеонтологічних особливостей відкладів, характеризуючи кліматичні умови минулого.

5. Розвиток людини. Четвертинний період був часом широкого розселення людини і розповсюдження створюваних нею кам'яних знарядь та інших залишків матеріальної культури. Прогресивні зміни цієї культури створили передумови для використання археологічного методу в четвертинній стратиграфії. Дуже великий вплив мала людина на зростаючі зміни в природі, які проявлялись серед фауни, флори, ґрунтів, мікроклімату тощо.

Запитання для самоконтролю

1. Що було властиве нашій планеті під час гонцського зледеніння?
2. Що собою представляло міндельське зледеніння?
3. Особливості риського зледеніння?
4. Вюрмська льодовикова епоха і голоценове потепління.
5. У чому проявляється крайня геологічна молодість четвертинних відкладів?
6. Позитивні і негативні сторони повного панування континентальних відкладів у четвертинному періоді.
7. Які наслідки мали місце через різкі зміни клімату, що відбувались у четвертинному періоді?

2. КОРОТКА ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

Спочатку геологи мало цікавилися четвертинними відкладами. Вони розглядалися як “наноси”, які лише заважали вивченню корінних гірських порід. З XVIII століття головна увага дослідників була звернута до дуже своєрідних валунних глин, широко розповсюджених у Північній Європі. Глини ці, позбавлені шаруватості, містили безліч валунів гірських порід, зовсім невластивих даній місцевості. Склад і величина валунів, що отримали назву “ератичних”, залягання їх у товщі глин робили досить загадковим їх походження. Активне обговорення цієї проблеми протягом першої половини XIX століття привело до виникнення льодовикової теорії, яка поклала початок формування четвертинної геології.

Уперше 1795 року на льодовикове походження валунів у передгір'ях Юрських гір вказав Дж. Хеттон. У 1821-1847 роках про широке поширення льодовиків у недавньому минулому не тільки в Альпах, але й у Північній Європі писали Вінець-Зіттен, Шарпантьє, Агассіц та інші. Було встановлено скандинавське походження гірських порід у валунах в Англії й Німеччині. З'явилось припущення про існування в Північній Європі покривного зледеніння й про рознос валунів материковими льодовиками. Однак більшість вчених не прийняло цих подань.

У середині XIX століття повним пануванням користувалася гіпотеза, висловлена 1830 року Ч. Ляйелем, яка пояснювала походження валунів розносом їх айсбергами по морю, яке покривало північ Європи. Гіпотеза опиралася на точні спостереження про рознос валунів айсбергами навколо Гренландії і здавалася більш обґрунтованою.

Подальше вивчення умов залягання валунних глин виявило їхнє постійне чергування з безсумнівно континентальними відкладами, а відсутність в них морської фауни й шаруватості, тісний зв'язок з характерними формами рельєфу й цілий ряд ознак свідчили, що рознос валунів відбувався все ж таки за

рахунок льодовиків. Велике значення мало нагромадження даних про сучасне покривне зледеніння в Гренландії та Ісландії. У 70-х роках XIX століття ці дослідження привели до появи льодовикової теорії, яка пояснювала походження валунних глин діяльністю материкових зледенінь. Виникнення льодовикової теорії, пов'язаної з іменами Д. Гейкі (1874), П.А. Кропоткіна (1876), О. Тореля (1875), можна вважати початком становлення четвертинної геології як науки. Теорія материкового зледеніння дозволила розшифрувати значення всіх членів складного комплексу льодовикових відкладів рівнин і швидко просунула вперед розвиток четвертинної геології.

У ці ж роки зародилося вчення про генетичні типи континентальних відкладів. Основа їм була закладена російськими вченими і вперше сформульована в роботах А.П. Павлова (1888-1889). Розробка вчення про генетичні типи відкладів внесла необхідну ясність у питання класифікації континентальних відкладів і мала велике практичне значення.

Перший поштовх до вивчення четвертинних відкладів в Україні було зроблено Київським товариством дослідників природи, яке створилось 1869 року при університеті. Його головою з 1877 до 1898 року був професор К.М. Феофілактів, завідувач кафедри мінералогії та геології, ректор Київського університету. Він поряд з різнобічними геологічними дослідженнями вивчав рельєф, зокрема відображення тектоніки в рельєфі на прикладі Канівських дислокацій, походження делювіальних утворень Київської і Полтавської губерній тощо. В його працях (1876, 1883) ми знаходимо висновки про умови формування певних відкладів, особливо четвертинних, а також порівняння давніх і сучасних фізико-географічних умов. Учень Феофілактова, проф. П.Я. Армашевський (1851-1919) значну кількість своїх наукових робіт також присвятив вивченню четвертинних відкладів України, їх стратиграфії. Він широко використовував фауну молюсків і хребетних для з'ясування палеогеографічних умов утворення лесових відкладів. Вчений дотримувався гіпотези материкового зледеніння П.О. Кропоткіна, викладеної у роботі "Нариси фізико-географічних умов європейської Росії у минулі геологічні періоди" (1887). П.Я. Армашевський вважав, що валунні відклади в басейні Дніпра є результатом перебування на

цій території льодовика (за матеріалами С.Ю. Бортника, Київський нац. Університет ім. Шевченка).

Наприкінці XIX – початку XX століть тривав подальший розвиток льодовикової теорії. Спочатку передбачалося, що в Європі було лише одне "велике зледеніння". Такого погляду притримувався й П.А. Кропоткін. Згодом цей напрям отримав назву моногляціалізм. Але ще до утвердження льодовикової теорії в 1847-1856 роках мали місце повідомлення, які вказували на наявність двох зледенінь в Англії й Німеччині. У 1879-1885 роках А. Пенк виділив три зледеніння в Альпах (міндель, рис, вюрм), обґрунтував схему, що згодом стала основою четвертинної стратиграфії. 1888 року А.П. Павлов виявив у басейні ріки Сура два горизонти морени, а Н.Й. Криштафович 1890 року біля села Троїцького під Москвою встановив два горизонти валунних пісків, розділених озерними міжльодовиковими шарами. Подальше нагромадження подібних фактів привело до відкриття явища багаточисельності зледенінь із кількарізовим чергуванням теплих і холодних епох.

Виникає навчання полігляціалізму, вчення про великі кліматичні коливання, які стали основою четвертинної геології. Ідеї полігляціалізму сприяли плідному вивченню четвертинних відкладів, особливо в розробці стратиграфії й дослідженню зміни палеогеографічних умов. У зв'язку з цим велике значення набули роботи А. Пенка та Е. Брюкнера, які встановили чотирьохкратне зледеніння Альп і обґрунтували стратиграфічну схему, яка незабаром стала широко прийнятою.

Засновником четвертинної геології в Україні вважається найближчий учень Феофілактова, Павло Аполлонович Тутковський (1858-1930). У результаті проведення польових досліджень на території північної Волині йому вдалося зібрати багато фактів для характеристики передльодовикових, льодовикових і післяльодовикових відкладів та лесових товщ. Вони стали фундаментом для ряду гіпотез і теоретичних побудов щодо особливостей четвертинного періоду в Україні і в Європі взагалі. Зокрема його фундаментальні праці "До питання про спосіб утворення лесу" (1899), "Викопні пустелі північної півкулі" (1911) можна вважати такими, що заклали основи

вітчизняної палеогеографії. Використовуючи палеогеографічний аналіз, Тутковський блискуче виклав льодовиково-еолову гіпотезу утворення лесу, яка принесла йому світове визнання. Її підтримали вітчизняні та зарубіжні вчені А.Н. Воейков, В.В. Докучаєв, І.В. Мушкетов, М.О. Соколов, С.Н. Нікітін, А.П. Павлов, В.А. Обручев, В.Н. Сукачов, І.Д. Черський, А. Пенк, Д. Гейкі, Й. Вальтер, В. Зоргель та ін. Лес, на його думку, належить до еолових відкладів, які утворилися в результаті перевіювання льодовикових осадків. Він стверджував, що за льодовикового періоду кліматичні умови не були однаковими, і це знайшло свій відбиток у формуванні лесової товщі. Також стверджував, що лесові горизонти утворювалися в льодовикові, а викопні ґрунти, які розділяють леси, у міжльодовикові епохи. Тутковський першим розробив і обґрунтував основи палеогеографічної етапності лесової формації. Вивчаючи похований рельєф фундаменту Українського Полісся, вказав на зв'язок глибинних структур з рельєфом започаткував морфокліматичну концепцію ще до праць І.С. Щукіна. Ідеї П.А. Тутковського, узагальнені у книзі "Рельєф УРСР" (1936). (За С.Ю. Бортником)

Серед визначних вчених кінця ХІХ століття неможна не згадати Василя Васильовича Докучаєва (1846–1903), основоположника генетичного ґрунтознавства. Природа ґрунтів безпосередньо пов'язана з четвертинним періодом. Докучаєв вперше дав правильне визначення ґрунту і довів, що ґрунтоутворення є складним процесом, який відбувається під впливом таких факторів: ґрунтоутворні (переважно антропогенні осадки) породи, клімат, рельєф місцевості, рослинний і тваринний світ та час. Він уперше створив наукову класифікацію ґрунтів і сформулював закон зональності їх поширення. Вчення В.В. Докучаєва сприяло розвитку четвертинної геології і геології в цілому, а також геохімії, агрохімії, лісівництва та інших наук.

У першій половині ХХ століття вивчення четвертинних відкладів продовжувало розвиватися як у Європі, так і в тодішньому Радянському Союзі. У зв'язку з інтенсивним будівництвом доріг, гідротехнічних споруд, міст, розробкою розсіпних корисних копалин і будівельних матеріалів, та у зв'язку з розвитком землеробства відбувається швидке нагромадження фактичного

матеріалу, розвивається геологічне картування четвертинних відкладів.

Так з іменем Б.Л. Личкова, який працював у Київському університеті з 1913 до 1927 року, пов'язаний подальший розвиток четвертинної геології, палеогеографії та геоморфології. Його чисельні праці присвячені геоморфології річкових долин України. А такі роботи як "До питання про походження Чорного моря" (1928), "До питання про існування пустель у четвертинний час у Європі" (1929), "Про давнє зледеніння і великих алювіальних рівнинах" (1931) вирішують глобальні та регіональні проблеми четвертинної геології і палеогеографії. Він пов'язував циклічності розвитку природи з космічними ритмами. Також вказував на існуючу тісну взаємодію рельєфу та геологічної структури на території України. Започаткував корелятивний аналіз в геоморфології на основі порівняння розвитку денудаційного рельєфу Українського щита та акумулятивного рельєфу Дніпровсько-Донецької западини. Встановив ярусність терас, в тому числі Дніпра і їх зв'язок з епейрогенічними диференційованими рухами Придніпров'я. Довів, на відміну від П.А. Тутковського, що Полісся за походженням не пустеля, а алювіальна рівнина. Разом з В.І. Луцицьким заклав початки палеогеоморфології: описав похований рельєф ложа осадкового покриву Українського щита, склав карту, виділив фази утворення денудаційного палеорельєфу.

Заслугове уваги галичанин вчений-географ Степан Рудницький (1877-1933), який глибоко вивчав рельєф і відклади долини Дністра; Микола Дмитрієв (1886-1957), став визначним спеціалістом з географії антропогену і рельєфу України, лесових відкладів.

Великий вклад у розвиток четвертинної геології в ці роки зробив професор Київського університету В.І. Крокос своїми працями присвяченими геології і палеогеографії четвертинного періоду. В.І. Крокосом вперше була розроблена детальна стратиграфічна схема лесово-ґрунтової товщі України, яка одержала визнання учасників другої конференції Міжнародної Асоціації по вивченню четвертинного періоду (1932 р.). Схема Крокоса лягла в основу палеогеографічної етапності і детального розчленування антропогену України, яка застосовується і нині при геологічній зйомці. Кожен ярус (горизонт) лесу, за Крокосом,

утворився під час льодовикових епох в умовах сухого степу, а поховані ґрунти, що розділяють леси, — під час міжльодовикових епох в умовах зволоженого або звичайного степу. Було виявлено п'ять горизонтів лесу, що відповідало, на його думку, п'ятиразовому наступу льодовиків. Для своїх палеогеографічних побудов Крокос широко застосовував палеонтологічні дані. Він є автором підручника “Курс палеозоології”.

У 20-30-х роках навколо Крокоса згуртувалися представники молодішої генерації науковців не тільки Київського університету, але й ряду науково-дослідних установ (В.Г. Бондарчук, Д.К. Біленко, Л.А. Лепікаш, Г.В. Закревська, П.К. Заморій, О.К. Каптаренко, І.П. Підоплічко та ін.), перші праці яких з'явилися в тридцяти-сорокові роки (за матеріалами С.Ю. Бортника).

У колишньому Радянському Союзі 1932 року з'являється карта четвертинних відкладів європейської частини СРСР у масштабі 1:2 500 000 за редакцією С.А. Яковлева. На II конференції Міжнародної асоціації з вивчення четвертинного періоду, що відбувалася 1932 року в Ленінграді (Петербурзі), було ухвалено рішення про поділ четвертинної системи на чотири частини, котрі спочатку розглядалися як відділи. Тим самим була створена загальна стратиграфічна схема, що широко застосовувалася пізніше при картуванні.

Дуже важливу роль у вивченні четвертинних відкладів відіграв розвиток палінології — вчення про викопний пилок і спори рослин, яке давало точну характеристику палеокліматичних умов часу відкладення осадків. Розвивається комплексність досліджень. Удосконалюється геоморфологічна методика, починається вивчення викопних ґрунтів, слідів мерзлоти, фауни великих ссавців.

У 30-ті роки були розроблені перші регіональні стратиграфічні схеми для європейської частини СРСР (Г.Ф. Мірчинк, 1936; І.П. Герасімов, К.К. Марков, 1939), для лесів України (В.І. Крокос, 1935), для чорноморських і каспійських відкладів (А.Д. Архангельський, Н.М. Страхов, 1932; П.А. Православ'єв, 1932).

У Західній Європі відбувався подальший розвиток полігляціалізму. Б. Еберл, В. Зоргель, П. Бек виділяли в Альпах до одинадцяти зледенінь, частина з котрих припадала на пліоцен.

У середині ХХ століття в Україні значний вклад у розвиток четвертинної геології, палеогеографії та геоморфології вніс академік НАН України, професор В.Г. Бондарчук. Його праці з четвертинної геології містять в собі палеогеографічні дані, які він використовував для обґрунтування гіпотези утворення лесу та умов формування четвертинних відкладів, склав оригінальну схему їх стратиграфії.

В.Г. Бондарчук вважав леси України воднольодовикового походження. Він обґрунтував принципи геоморфологічного районування, визначив закономірності будови, генезису та віку рельєфу. Розглядав рельєфоутворюючі фактори як взаємодію ендегенних та екзогенних сил, тектоніки та клімату.

З іменем І.Г. Підоплічко у ці роки пов'язана розробка палеозоологічного методу і його використання у палеогеографії. Він відтворював палеоландшафти України на основі палеонтологічних решток, вивчав умови життя давньої людини, в тому числі “мисливців” на мамонтів на основі відомої археологічної стоянки в с.Межирічі на канівщині. І.Г. Підоплічко є автором гіпотези антигляціалізму, заперечував існування материкового зледеніння в антропогені, хоча мав на початку своєї творчості роботи з питань зледеніння (“О ледниковом периоде”).

Учнем і послідовником ідей В.І. Крокоса був професор П.К. Заморій. Він основну увагу зосереджував на вивченні рельєфу та четвертинних відкладів території України, геоморфологічного картографування, регіональної геоморфології. Широко застосовуючи палеогеографічний метод, П.К. Заморій (1957) реконструював у загальних рисах кліматичні і ландшафтні умови формування четвертинних відкладів України, зокрема, лесової формації. Разом з І.Л. Соколовським започаткував в Україні новий напрям у вивченні геотектоніки — неотектонічний аналіз. П.К. Заморій детально вивчав викопні ґрунти в лесах, їх поширення та генезис. За допомогою викопних ґрунтів, — писав П.К. Заморій (1961), — можна не лише розмежувати яруси четвертинних відкладів, а навіть відтворити кліматичні умови, в яких формувалися ці ґрунти.

У післявоєнні (після 1945 року) роки надходження фактичного матеріалу з четвертинних відкладів відбувається у зростаючому темпі. Вивченням цих відкладів займалась велика

кількість наукових і виробничих організацій Міністерства геології СРСР, Академії наук СРСР і союзних республік, багатьох вузів. Результати цих робіт узагальнені в серії томів “Геологія СРСР”, багатьох монографіях і статтях, вони послужили підставою для складання регіональних стратиграфічних схем СРСР. Складені загальні геологічні карти четвертинних відкладів для всієї території СРСР (1969, 1976), для європейської частини Радянського Союзу (1973), Західного Сибіру, ряду союзних республік і областей. Постійно зростає комплексність досліджень із використанням все більш різноманітних методів.

Зокрема в СРСР поглиблено вивчаються генетичні типи континентальних відкладів (Є.В. Шанцер, Г.І. Горєцький, А.І. Попов, Ю.А. Лаврушин). Була розроблена біостратиграфічна схема четвертинної стратиграфії на основі виявлення фауністичних комплексів ссавців (В.І. Громов). За палінологічними даними встановлені історико-флористичні критерії стратиграфії (В.П. Гричук). З’являються більш повно обґрунтованими регіональні стратиграфічні схеми (А.І. Москвітін, 1950; С.А. Яковлев, 1956; В.Н. Сакс, 1953). 1963 року Стратиграфічним комітетом була затверджена уніфікована схема європейської частини СРСР.

З другої половини ХХ століття в Україні подальшим вивченням антропогену займається ряд дослідників. Назвемо декотрих з них: І.М. Рослий (першим в Україні склав підручники з палеогеографії антропогену, 1982; 1986); Ю.Л. Грубрін (автор детального геоморфологічного районування території України (“Украина и Молдавия”, М., 1972); Е.Т. Палієнко (під науковим керівництвом якого розроблено методику польових досліджень та інженерно-геоморфологічного картографування, проводились роботи пов’язані з проектуванням та будівництвом Північно-Кримського каналу, створенням селеуловлюючого водосховища на р. Стрий в Карпатах); О.П. Андріяш (досліджувала рельєф та антропогенні відклади Причорноморської низовини, зв’язок похованих неогенових долин з сучасним рельєфом, 1990); Ю.О. Кошик (займався палеогеографією антропогену Полісся, застосуванням палеонтологічних методів у вивченні плейстоценових відкладів, є одним із співавторів монографії “Геоморфология Украинской ССР” (1990); В.І. Огородніков

(вивчає сучасний седиментогенез різних водойм і шельфу України і отримані дані використовує для вирішення питань осадконакопичення, рельєфоутворення, геоекології, осадового рудоутворення тощо); Георгій Бачинський (спеціалізувався в галузі палеонтології та четвертинної геології) та інші.

Багато зроблено з вивчення четвертинних відкладів України І.В. Мельничуком, послідовником ідей В.І. Крокоса, П.К. Заморія, В.Г. Бондарчука, М.Ф. Веклича. Його дослідження знаходять відображення у працях: “Опорные геологические разрезы антропогена Украины” К., 1967, ч. I; 1969, ч. II; “Палеогеография Киевского Приднепровья”, К., 1984; “Реконструкция палеоландшафтов Украины в связи с мелиорацией”, М., 1987) — у яких проводиться реконструкція палеоландшафтів і клімату плейстоцену; “Розвиток антропогенових ландшафтів і клімату країн Центральної та Південно-Східної Європи”, К., 1995, — подається міжрегіональна кореляція четвертинних відкладів Європи. Він співавтор детальної стратиграфічної схеми антропогену України (1982-1992), яка використовується при великомасштабному геолого-геоморфологічному та інженерно-геологічному зніманні для будівництва, меліорації та пошуків корисних копалин (за даними С.Ю. Бортника).

З кінця 60-х років ХХ століття почався новий етап у розвитку четвертинної геології, пов’язаний із широким застосуванням буріння на дні океанів і морів, з появою нових методів абсолютної геохронології і палеотемпературних реконструкцій по ізотопах кисню. Успіхи цього етапу пов’язані також з вивченням палеомагнетизму і фауни дрібних ссавців. Нові дані підтвердили планетарний характер кліматичних коливань і показали більш повну й складну послідовність зледенінь і міжльодовиковій, чим це трактувалося за даними вивчення суші. Застосування нових методів вивчення і вікової кореляції міжльодовикових відкладів на суші показало, що багато з цих відкладів, які мають подібні палінологічні характеристики, вважалися одновіковими, а в дійсності мали різний вік. У зв’язку з цим збільшується кількість кліматичних горизонтів і з’являється необхідність перегляду стратиграфічних схем. Активно обговорюється питання про об’єми четвертинного періоду і про його границю з неогеном.

Розвиваються нові методи кореляції відкладів. Удосконалюються регіональні стратиграфічні схеми. Дуже важливою залишається проблема кількості і віку зледенень, а також питань про масштаби і тривалості евстатичних коливань рівня океанів. Необхідно в подальшому вдосконалювати геохронологічні методи.

Великим досягненням останніх років стане створення карти четвертинних відкладів України масштабу 1:200000, на що вказує наказ від 9.11.1998 року Державного комітету України по геології і використанню надр “Про положення складання Державної геологічної карти України масштабу 1:200000”. У положенні передбачається серед комплексу різних карт, другою після геологічної, складання карти четвертинних відкладів, на якій повинні знайти відображення всі останні досягнення з вивчення цих порід.

Запитання для самоконтролю

1. Зв'язок четвертинної геології з іншими науками.
2. Як формувалось уявлення, що поверхневі валуни і глини Північної Європи є льодовикового походження?
3. Що собою представляє льодовикова теорія, поява якої вважається початком становлення четвертинної геології як науки?
4. Коли зародилося вчення про генетичні типи континентальних відкладів четвертинного періоду?
5. Які дослідження і коли започаткували четвертинну стратиграфію?
6. Що означає “полігляціологізм”?
7. Яких знаєте зарубіжних і українських вчених, що займалися вивченням четвертинної геології на різних етапах її становлення?

3. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ ЧЕТВЕРТИННОЇ ГЕОЛОГІЇ

Формування четвертинного покриву на суші відбувалося в досить мінливому середовищі, а саме: в умовах розчленованого рельєфу, при сильних змінах клімату Землі, активному проявленні неотектоніки і крупних евстатичних коливаннях рівня Світового океану. Подібні умови існували і на шельфах у періоди їх осушення при сильних пониженнях рівня океану. Найважливішу роль відіграло географічне середовище. Воно поєднувало взаємозв'язок четвертинних відкладів з розвитком рельєфу, а також велике різноманіття екзогенних процесів, які були визначальними в осадконакопиченні на суші. Рівночасно велике значення мав розвиток органічного світу, особливо рослинності. Поряд із сушею одночасно відбувався процес накопичення осадків у четвертинному періоді і на дні морів та океанів. Правда, особливості накопичення тут осадків докорінно відрізнялися від материкових. Багата і складна взаємодія різних факторів осадконакопичення вимагала всебічного, комплексного вивчення четвертинних відкладів як на суші, так і на дні Світового океану. У зв'язку з цим методи дослідження цих відкладів дуже різноманітні і нерідко складні. Тому кожен висновок вимагає підтвердження зі сторони декількох різних методів.

У зв'язку з цим виділяють три головних напрямки проведення досліджень четвертинних відкладів: 1) вивчення генезису (походження) і умов залягання відкладів, та обставин їх утворення; 2) стратиграфічне розчленовування і кореляція розрізів та відкладів; 3) реконструкція палеогеографічних умов характерних для відповідного часу. Усі три напрямки — генетичний, стратиграфічний і палеогеографічний — вивчаються в тісному взаємному зв'язку і нерідко конкретні методи ведуть до вирішення питань усіх трьох завдань. У багатьох випадках досліджуються також новітні тектонічні рухи, роль котрих в утворенні четвертинних відкладів часто дуже значна. Для стратиграфічного розчленовування антропогену особливо важливого значення набувають методи, спрямовані на виявлення кліматичних умов минулого — кліматостратиграфічні методи.

3.1. Геологічні методи

У четвертинній геології застосовуються в основному ті ж методи, що й при вивченні більш древніх відкладів, але в результаті особливостей четвертинного покриву вони здобувають свою специфіку.

Головне значення має генетичний аналіз відкладів, виявлення їхніх генетичних типів.

Метод виявлення генетичних типів відкладів включає ряд окремих геологічних методів й опирається також на геоморфологічні й палеонтологічні методи. Він полягає у в'ясненні походження різних типів відкладів, умов їхнього утворення й залягання, а також взаємин окремих типів відкладів. (Опис методів подається за Д.С. Кізевальтером і А.А. Рижовою, 1985). Ці взаємини можуть бути стратиграфічними, тобто визначатися віковою послідовністю відкладів, або фаціальними взаємопереходами, а саме заміщеннями одних порід іншими серед одновікових відкладів. Найважливіше значення має аналіз взаємин відкладів із рельєфом земної поверхні.

Метод виявлення генезису відкладів спрямований на рішення як стратиграфічних, так й палеогеографічних завдань.

Важливе значення для виявлення генетичних типів відкладів мають мінералого-літологічні методи.

Мінералого-літологічні методи ведуть до в'яснення літологічної характеристики відкладів і їхньої мінеральної складової.

Мінералогічний метод має першорядне значення для визначення корінних джерел уламкового матеріалу, умов і напрямку зносу. При цьому використовується природній поділ мінералів в осадку на дві групи — фракції. Головні породоутворюючі мінерали у своїй більшій частині мають малу щільність (2,5-2,8) і становлять легку фракцію; менша частина породоутворюючих і рідкі акцесорні мінерали із щільністю поверх трьох — утворюють тяжку фракцію (рудні мінерали, епідот, рогова обманка, гранат, дістен та інші). Склад легкої фракції за ступенем зберігання нестійких мінералів (польові шпати, амфіболи, піроксени, карбонати й ін.) дозволяє судити про дальність переносу. Склад важкої фракції вказує на джерела зносу (області живлення), а також може служити для стратиграфічних цілей, даючи

мінералогічну характеристику окремих горизонтів, наприклад морен.

Метод широко застосовується для пошуків корисних копалин.

Літологічний метод полягає у всебічному дослідженні осадових порід з погляду їхньої мінеральної складової, забарвлення, величини й форми уламків, цементації, пористості, міцності й щільності, форми залягання, ознак шаруватості й інших текстурних особливостей.

Методи дослідження при цьому особливо специфічні через панування пухких незцементованих відкладів. Серед четвертинних відкладів суші рішуче переважають теригенні осадки — піски, алеврити, глини, галька. У гірських місцевостях широко розповсюджені щебеневі й брилові відклади. Карбонатні породи зустрічаються рідко. Це відклади мінералізованих вод — вапнякові туфи й травертини, місцями вапняки-ракушняки. Вулканічні породи також рідкісні, хоча в декотрих районах (Камчатка, Малий Кавказ) вони відіграють більшу роль. Порівняно мало розповсюджені вуглецеві органогенні відклади — торф, сапропелеві намули, але вони мають дуже важливе значення для кліматостратиграфічних і палеогеографічних висновків. Зустрічаються також різні солі, викопний лід, вулканічні попели.

Характерною специфічною породою четвертинних відкладів є лес.

Гранулометричний метод заснований на розподілі певного об'єму породи на групи часток різної величини, які називаються фракціями, і в'ясненні їх кількісних співвідношень у породі. Існує дуже багато способів фракціонування. Для піщаних фракцій використовується звичайно ситовий аналіз (просівання породи через сита з отворами певної величини), для більш дрібних часток — різні способи відмучування осадку в спокійній воді (метод зливання, метод піпетки та інші). Крім діагностики порід цей метод важливий для висновків про спосіб і дальність переносу матеріалу, а також для точної характеристики фізико-механічних властивостей ґрунту.

Надзвичайно важлива особливість четвертинних відкладів — широке поширення змішаних порід. Це пов'язано насамперед з особливостями різних екзогенних процесів, а також зі складністю

й нестійкістю умов седиментації. Серед змішаних порід найважливішими є валунні глини, а потім суглинки й супіски.

Валунні глини являють собою суміш глини, що становить звичайно основу породи, з різної величини валунами, а також з галькою, щебенем, гравієм й піском. Рідше (у гірських місцевостях) глина відіграє лише роль заповнювача серед більш крупного уламкового матеріалу. Валунні глини є характерним різновидом морен материкових зледенінь.

Суглинки й супіски (терміни “суглинки” й “супіски” застосовуються в ґрунтознавстві й інженерній геології та широко використовуються в четвертинній геології) — це істотно пилюваті породи (фракція часток 0,05-0,005 мм переважає). У суглинках вміст глинистих часток діаметром менш 0,005 мм складає 10-30%. Вони мають значну пластичність (число пластичності — різниця між нижньою і верхньою межами пластичності — 7-17). У супіску вміст глинистих часток не перевищує 10%. Вони слабо пластичні (число пластичності 1-7). В обох породах є домішки алевритових і піщаних часток (у супісках до 30%). У сухому стані суглинки тверднуть, супіски — стають сипучими. Між цими породами бувають різні переходи. Зустрічаються також валунні суглинки й супіски. До змішаних порід належать також гравійно-піщані відклади. Крім того є домішки інших фракцій у породах звичайного ряду — розрізняють глинисті, суглинисті, гравелітові, торф'янисті піски, піщанисті глини тощо.

У зв'язку з цими властивостями порід для їх точної діагностики набуває найважливішого значення визначення гранулометричного складу.

Петрографічний метод застосовується при вивченні твердих гірських порід — вулканічних, карбонатних, уламкових з карбонатним цементом, а також для уточнення складу порід у валунах і гальці за допомогою прозорих шліфів під мікроскопом.

Валунний метод заснований на вивченні петрографічного складу валунів і гальки в льодовикових відкладах та розподілі валунів певного складу. Він дозволяє простежити напрямок руху покривних льодовиків з конкретних ділянок центру зледеніння, де ці породи перебувають у корінному заляганні. Існує ряд так званих керівних типів валунів зі складу характерних порід,

які виходять на поверхню, наприклад, у Фінляндії, на Кольському півострові, у Карелії — граніти рапаківі, нефелінові сієніти, шокшинські кварцити і т.д., котрі розносилися льодовиками далеко рівнинами Північної і Східної Європи. Цей метод також має важливе значення для пошуку корисних копалин. За допомогою валунного методу було відкрито ряд родовищ.

Валунний метод застосовується також для вивчення алювію гірських рік, де він допомагає у виявленні областей живлення та історії розвитку долин, наприклад, при перехопленнях рік.

Метод послідовності нашарувань полягає в пошаровому вивченні розрізів. Застосовується (як і при дослідженні дочетвертинних порід) у всіх випадках, коли в оголеннях (відслоненнях) спостерігається пластове (пошарове) залягання порід, а також для вивчення захоронених товщ у западинах і прогинах. Цей метод базується на виділенні інтервалів пластів за кольором, речовинним складом, включеннями, піщаністістю, глиністістю та іншими показниками. Серед них можуть зустрічатися певні прошарки, які фіксуються на значних відстанях. Такі шари отримали назву маркуючих горизонтів.

Текстурно-стратологічний метод полягає у вивченні текстурних особливостей відкладів і насамперед шаруватості, яка в них спостерігається, має дуже важливе значення для діагностики генетичних типів відкладів і палеогеографічних, а іноді й стратиграфічних висновків. Виявляються різні типи паралельної, косої і хвилястої шаруватості, що характеризують процеси і умови седиментації, напрямок течії в потоках. Вивчаються різні типи брижі (рябі) на поверхні нашарування, орієнтування гальки. При вивченні морен і соліфлюкції важливе значення мають динамічні текстури — сліди течії речовини в процесі її відкладення. У базальних моренах до них належать смугастість, динамічне розлінування (сланцюватість), орієнтування довгих осей валунів у напрямку руху, лінзи — включення корінних порід.

Структурні методи застосовуються для вивчення структур, викликаних нетектонічними дислокаціями. Особливо складними структурами є складки, нерідко перевернуті, лускуваті насуви і зсуви, які виникають при гляціодислокаціях, викликаних напором льодовикових мас. Складчасті і розривні порушення виникають також при зсувах і карстових провалах.

Тектонічні методи, зокрема методи вивчення фацій і потужностей, доводиться застосовувати при дослідженні четвертинних відкладів у декотрих міжгірських і краєвих прогинах.

Палеонтологічні методи. У четвертинній геології ці методи застосовуються не тільки для біостратиграфічного розчленовування відкладів, але й для виявлення палеогеографічних і насамперед палеокліматичних умов їх утворення. Тут має значення не тільки видове визначення залишків організмів, але й виявлення екологічних умов перебування тих або інших видів. Методика вивчення і використання залишків фауни та флори при цьому надзвичайно різні.

Так вивчення палеофауни четвертинних відкладів суші у зв'язку з пануванням тут континентальних осадків, головним чином, базується на дослідженні залишків ссавців. Мають значення також наземні, прісноводні та морські молюски. Для відкладів дна океанів і морів важливими є планктонні і бентосні форамініфери та нанопланктон.

Викопні залишки ссавців — кістки, зуби, роги — зустрічаються порівняно рідко і представляють велику наукову цінність. Особливо цінні знахідки цілих кістяків та накопичень кісток — у так званих кістконосних верствах. Останні зустрічаються в алювії великих рік, іноді в озерних відкладах. Скупчення кісток буває також у печерах, на стоянках древніх людей. Окремі знахідки — нерідко скелети — зустрічаються в делювії, лесах, торфовищах та асфальтових лінзах. Зустрічаються також перевідкладені залишки, наприклад, вздовж узбереж рік, де вони накопичуються при підмиві берегів. Залишки дрібних ссавців (гризунів) зустрічаються нерідко у великих кількостях, причому важливо зібрати їх якнайбільше. Для цього застосовується промивка кістконосного шару.

У всіх випадках знахідки залишків тварин необхідно клопітливо описати за наступною схемою: умови знаходження, у тому числі взаєморозташування костей, ступінь їхньої збереженості, співвідношення з породою, що вміщає. Важливо точно описати місцезнаходження, положення в розрізі шарів і у рельєфі, висоту над рівнем ріки. Збір залишків потрібно робити пошарово, не допускаючи змішування костей з різних частин навіть одного шару. Необхідно мати на увазі малу потужність відкладів певного віку. Якщо неможливо вивезти всі залишки костей, варто брати насамперед зуби, щелепи і взагалі кістки черепа, роги, кістки кінцівок пальців, шийні хребці. Для закріплення тендітних костей застосовують

просочення їх розчинами целулоїду в ацетоні, шел-лаку в спирті, столярним клеєм та ін. Важливо ретельно упакувати залишки кісток.

Морські і прісноводні молюски — мушлі двостулкових та гастропод — мають велике значення для визначення віку відкладів і, крім того, так само, як наземні молюски, служать для визначення генезису відкладів та екологічних умов минулого. Мушлі (раковини) четвертинних молюсків також необхідно збирати строго пошарово, з точним визначенням геолого-геоморфологічного положення знахідок. Крім того раковини ці дуже тендітні і вимагають закріплення та обережного упакування.

У морських, лиманних і прісноводних відкладах робиться також збір зразків на витяг остракод та форамініфер, присутність раковинок яких встановлюється під лупою в польових умовах.

Завжди при вивченні фауни необхідно виявляти фауністичні комплекси. У випадках масових захоронень мушель молюсків, важливу роль відіграє проведення кількісного підрахунку співвідношення видів у даному шарі, що дозволяє встановити його стратиграфічне положення або екологічну характеристику.

Вивчення палеофлори можна проводити за допомогою використання декількох методів. Серед цих методів найбільш широко використовуються споро-пилковий (палінологічний), карпологічний та діатовий.

Споро-пилковий метод. Макрозалишки наземних рослин (насіння, плоди, листя, стебла) у континентальних відкладах зберігаються відносно рідко. Значно краще та у великій кількості у викопному стані в різних генетичних типах відкладів зберігаються спори і пилки рослин. Найбільше втримується їх у таких утвореннях як торф, сапропеліт та захоронених ґрунтах. Спори, пилки за своєю морфологією і структурою дають можливість точно визначати рід, а нерідко й вид рослини. Кількісний підрахунок та процентне співвідношення пилки різних рослин у даному шарі дає так званий споро-пилковий спектр, котрий дозволяє судити про характер рослинного покриву одновікового з цими відкладами. Співвідношення теплолюбивих і холоднолюбивих форм дозволяє відновити кліматичні обставини. На підставі аналізу спор і пилки з усіх шарів певного розрізу і отриманих при цьому спектрів

пилку складається споро-пилкова діаграма, де відображається процентне співвідношення різних родових і видових комплексів теплолюбивих та холоднлюбивих рослин. На підставі зміни їх співвідношення відтворюються зміни палеокліматичних обставин у межах досліджуваної території у відповідний час.

Споро-пилковий аналіз представляє собою один із важливих кліматостратиграфічних методів. Крім того пилкові діаграми за своєю будовою нерідко бувають характерні для певних міжльодовикових епох, тобто можуть служити й для кореляції розрізів.

Проби на палінологічний аналіз слід відбирати по всьому найбільш повному розрізі (оголення, бурової свердловини і т.д.), щоб одержати можливість безперервно спостерігати зміну екологічних умов. Безпосередньо зразки відбираються пошарово із невеликими інтервалами (10-50 см). При цьому необхідно дотримуватись старанної документації і прив'язки зразків до розрізу.

Карпалогічний метод полягає у вивченні залишків плодів, шишок, насіння рослин, які звичайно зустрічаються в торфовищах. Щоб одержати матеріал для визначення, беруть зразки торфу (відібрані пошарово) і промивають у проточній воді ситами. У відмитих макрозалишках рослин потім проводять визначення видового складу флори. Визначаються також залишки деревини.

Перевага цього методу полягає в тому, що макрозалишки рослин, як правило, автохтонні, тобто перебувають у первинному заляганні. Тоді як пилок нерідко буває перевідкладений або принесений здалеку вітром.

Діатомовий метод застосовується для вивчення стратиграфії морських і солоновато- або прісноводних, головним чином озерних відкладів та базується на зміні видового складу діатомових водоростей. Так само як при палінологічному методі, передбачаються пошаровий відбір проб з панцирями діатомей, відповідне їх вилучення з осадків, кількісна оцінка зміни їхнього видового складу і побудова діаграм. Зміна складу діатомей відбиває не тільки зміни кліматичних умов, але й в якому водному середовищі за солоністю вони жили. Біостратиграфічні методи в четвертинній геології доповнюються археологічними даними.

3.2. Геоморфологічні методи

Геоморфологічні методи мають велике значення для вивчення четвертинних відкладів, що утворюються в тісному взаємозв'язку з формуванням рельєфу, важливою особливістю котрих є зв'язок їхнього поширення і умов залягання з формами рельєфу. Методи ці є однією з основ генетичного аналізу і картування четвертинних відкладів.

Головне значення має вивчення акумулятивних форм рельєфу, а також встановлення їхніх зв'язків з денудаційним рельєфом.

Методи встановлення генезису відкладів за формами акумулятивного рельєфу. Зокрема за ними чітко виділяються льодовикові, еолові, алювіальні і пролювіальні відклади, всі типи схилових і багато типів флювіогляціальних відкладів.

Одночасно генетичний аналіз нерідко переконливо обґрунтовується методом корелятивності відкладів і форми денудаційного рельєфу. Так, виявлення пролювію підтверджується положенням його в гирлових частинах ярів і долин, обвальних відкладів — зв'язком з руйнуванням обривів, зсувних тіл — зі стінками обриву і т. д. Важливим є також положення відкладів у рельєфі. Так, наприклад, алювій виділяється за його положенням в ерозійних долинах, озерні відклади — за їхнім зв'язком з озерними западинами.

Методи встановлення відносного віку відкладів. Для алювію, озерних і морських відкладів він визначається за висотним положенням його на серії врізаних терас. Для краєвих морен льодовиків — за їх положенням до області живлення — найбільше віддалені більш древні морени. Відносний вік може визначатися також за ступенем збереження акумулятивних форм рельєфу. Так, більше розчленованими ярами завжди виявляються старші за віком тераси порівняно з молодими, низькими.

Методи простежування й кореляції відкладів зводяться до простежування поширення акумулятивних форм рельєфу — річкових і морських терас, краєвих морен і співставлення їх з прилягаючими іншими формами, які плавно зливаються своїми поверхнями відкладів з іншими генетичними типами — схилових (осипів, делювію), флювіогляціальних озерних, котрі формувались у відокремлених поглибленнях рельєфу або на значних відстанях одні від других. Наприклад, за допомогою річкових терас

проведена кореляція льодовикових відкладів Російської рівнини з морськими відкладами Каспійського басейну.

Методи аналізу денудаційних форм рельєфу застосовуються для палеогеографічних, а іноді й стратиграфічних цілей. Так, наприклад, присутність “баранячих лобів”, “курчавих” скель, льодовикового полірування й інших слідів льодовикової денудації може свідчити про наявність там у минулому льодовиків. Послідовна зміна ерозійних і трогових форм гірських долин при їх врзанні вказують на зміну льодовикових і міжльодовикових епох та служать підставою для їх виділення.

Палеокліматичні методи вивчення четвертинних відкладів включають палеопедологічне, палеокриологічне і палеотемпературне дослідження цих утворень.

Палеопедологічний метод базується на вивченні горизонтів захоронених ґрунтів, що свідчать про теплу кліматичну обстановку часу їх утворення, сприятливу для розвитку рослинності. Залюгаючи серед відкладів холодних епох і відображаючи докорінні зміни фізико-географічної обстановки, ґрунти здобувають важливе стратиграфічне значення. Просліджуючись на великі віддалі, вони дають можливість корелювати віддалені розрізи одноманітних товщ, наприклад, лесів. Виявлення типів ґрунтів шляхом їхнього спеціального вивчення має ще й палеогеографічне значення, тому що дає переконливі вказівки на кліматичні й фізико-географічні умови часу їхнього утворення.

Палеокриологічний метод полягає у виявленні слідів викопної вічної мерзлоти, що свідчить про різке похолодання клімату. Це різні криогенні деформації — морозобійні тріщини, полігональні (текстурні) ґрунти, горби спучування, льодяні жили і поклади, структурно-коміркові ґрунти, кам'яні смуги й бордюри. Особливим різновидом структурних ґрунтів є кіпуни, або “киплячі ґрунти” — ділянки поверхневого ґрунту зі слідами конвективної течії речовини, яка виникає над шаром мерзлоти внаслідок переміщення талих вод через різницю температур на поверхні ґрунту і на глибині над шаром мерзлоти. Сюди ж належать сліди соліфлюкції та різні проявлення кріолітогенезу.

Палеотемпературний метод називається також ізотопно-кисневим, ґрунтується на визначенні відношення ізотопів ^{18}O й ^{16}O в раковинах морських форамініфер і в материкових льодовиках. Співвідношення цих ізотопів залежить від температури, тобто від

кліматичних умов, а отже, зміна цього співвідношення в розрізі відбиває кліматичні коливання в часі. Методика визначення вмісту ізотопів й оцінка їх співвідношення для встановлення палеотемператур дуже складна. І в той же час достатньо добре розроблена, що дозволяє будувати палеокліматичні криві для всього антропогену на підставі датування шарів геохронометричними методами.

3.3. Геофізичні методи

За допомогою геофізичних методів можна визначити загальну товщину четвертинних відкладів, виявити форму поверхні їх ложа (дочетвертинного рельєфу), провести літолого-стратиграфічне розчленування відкладів у захоронених розрізах, досліджувати багаторічну мерзлоту тощо.

Для вирішення перших двох завдань застосовують електророзвідку (електропрофілювання, вертикальне електричне зондування) і сейморозвідку, оскільки по чіткій границі між четвертинними і дочетвертинними утвореннями відзначається різкий перепад питомого електричного опору та швидкості розповсюдження пружних хвиль. Найбільш широко використовують електророзвідку, яка є порівняно дешевою і простою. Сейсмічні роботи застосовуються рідше через велику вартість їх і громіздкість апаратури. Гравірозвідка дає лише приблизні дані про потужність рихлих відкладів та про нерівності покрівлі фундаменту.

Значно складніше за допомогою геофізичних методів розчленувати четвертинні відклади за літологічним складом через малі розходження густин серед четвертинних утворень, які практично не фіксуються помітними змінами питомих електричних опорів і в швидкостях поширення пружних хвиль.

Для вивчення багаторічної мерзлоти використовують електророзвідку, рідше сейморозвідку і еманційну зйомку. Для вивчення четвертинних відкладів на акваторіях морів, озер і рік застосовують звукову геолокацію, сейсмоакустичне профілювання, радіохвильовий метод.

3.4. Археологічні методи

Методи ґрунтуються на вивченні залишків матеріальної культури людини, головним чином різних знарядь праці, які

збереглися у викопному стані. Це головним чином різні кам'яні вироби людини та залишки від їхнього виготовлення: відщепи й нуклеуси — ядрища. Стратиграфічне значення методу пов'язане з невинним прогресом техніки виготовлення знарядь, що проходили то еволюційно, то стрибкоподібно. Внаслідок цього виділяються різні археологічні епохи і культури, що характеризуються певним типом техніки виготовлення знарядь, їх морфологічними ознаками й іншими свідченнями розвитку культури.

Залишки матеріальної культури людини розповсюджені досить широко і особливо для останніх 150 тис. років можуть датувати вік. Знаряддя, що виготовлялися людиною з каміння, прекрасно зберігаються. До більш молодшого часу належать знаряддя, виготовлені з кістки та рогу. А для ще пізнішого часу характерні залишки глиняних виробів — посуду, так званої кераміки. Відомі також наскальні зображення, залишки жител. Біля шести тисяч років тому з'являються вироби з металу, пізніше — зі скла, порцеляни і т.п.

Археологічні знахідки за своїм значенням поділяються на три типи: 1) стоянки (поселення); 2) окремі знаряддя; 3) перевідкладені знаряддя. Крім того значно рідше виявляються залишки майстерень з виготовлення знарядь та поховання. Окремі знаряддя могли бути загублені або покинуті людиною. Перевідкладені знаряддя зустрічаються в річкових відкладах, в осипах й обвалах. Ці знахідки дають лише межі віку утримуючих їх відкладів (окремі знаряддя — верхню, перевідкладені — нижню). Однак вони важливі тим, що вказують на присутність у даній місцевості древніх людей.

Стоянки древніх людей датують вік їхніх відкладів, що вміщують або, в усякому разі, визначають верхню межу віку. Стоянки встановлюються за залишками вогнищ — накопиченням попелу деревного вугілля, за кухонними покидьками — нагромадженням костей і мушель молюск, черепків кераміки, що утворюють так званий культурний шар. Особливо цінні стоянки, виявлені в розрізі відкладів, які складаються з окремих прошарків, або на поверхні річкових або морських терас. У всіх випадках знахідок археологічних матеріалів необхідно вказати їх точне місцеположення із

прив'язкою до орієнтирів на місцевості, докладно описати положення культурного шару в розрізі та в рельєфі. Дуже важливо вказати висоту над рівнем ріки (дна долини). Робити розкопки стоянок заборонено. Про знахідку їх та окремих знарядь слід повідомляти в археологічні установи.

Оскільки стоянки древньої людини з кам'яними знаряддями серед відкладів голоцену і верхнього плейстоцену зустрічаються досить часто на обширних територіях, то в цьому випадку археологічний метод може бути використаний для внутрішньо-регіональної стратиграфічної кореляції. Разом з тим для визначень віку допустєрських культур археологи звичайно чекають відповіді від геологів. Основні дані із співвідношення розвитку матеріальної культури з геологічним часом приведені в таблицях 3.1; 3.2. У першій з них показано як дане співвідношення трактувалося у колишньому Радянському Союзі (за Д.С. Кізевальтером, А.А. Рижовою, 1985), а в другій — сучасними археологами України (3).

Однак необхідно зауважити, що на сьогодні ще немає виробленої єдиної думки щодо загальновизнаної схеми періодизації, як самого первісного суспільства, так і узгодження її з геологічним часом, серед самих й істориків. З цього приводу тривають дискусії і в наш час. Так у монографії "Історія первісного суспільства" (— К.: Либідь, 1999) автори Станко В.Н., Гладких М.І., Сегеда С.П. (20) пропонують одну узагальнену робочу схему періодизацій показану в таблиці 3.3. Рівночасно в іншій монографії Білоусько О.А. "Україна давня" (— К.: Генеза, 2002) (3), періодизація трактується дещо інакше (дивись таблицю 3.2). Ми схиляємося до варіанту запропонованого О.А. Білоусько, бо в монографії Станко В.Н. та інших тривалість четвертинної системи та її поділ подаються в інтерпретації другої половини минулого століття, яка була прийнята в СРСР. На даний момент більшість геологів у світі схильні нижню границю четвертинної системи опускати до 1.8-2.0 млн. років і більше, значно продовжуючи тривалість плейстоцену, чого дотримується і О.А. Білоусько.

При цьому необхідно мати на увазі велику нерівномірність у часі розвитку матеріальної культури в різних регіонах. Що стосується наших таблиць, то у них показано час початків найбільш ранніх проявлень тих або інших археологічних етапів розвитку

Археологічна інтерпретація даних про розвиток людини на планеті та її матеріальної культури у співвідношенні з геологічним часом (За матеріалами О.А. Білоусько, 2002, складена автором)

Таблиця 3.2.

Шкала стратиграф розвитку		Археологічні етапи розвитку людини і матеріальної культури												
Розвід	Линія	Хронологічна шкала в тис. р.	Записання і відраховування лінійки	Глобальні кліматичні зміни	Вид людини	Час у тис. р. до н. е.	Доба	Період	Етап	Епоха	Спадів			
1	2											3	4	5
Плейстоцен		Пізня	10.0	Постгліacialний	Ново камені (неоліт)	1.2	Мезоліт							
Середня	120.0					2.8							Затія	
						3.3							Бронза	
						5.0							Міцний етап	
						6.0							Прото-неоліт	
						8.3							Неоліт (нижній кам'яний)	
						10.0							Мезоліт (середній кам'яний)	
						11.0								
						18.5								
						18.5-20.0								
		20.0												
29.0														
29.0-32.0														
32.0														
35.0														
40.0														
80.0														
120.0														
130.0														
150.0														
250.0														
Раннє (130.0 - 250.0 тис. р.т.)		Варм (10.0 - 80.0 тис. р.т.)	15.0	Гліacialний	Ново камені (архантропи)	Кам'яна								
Раннє (130.0 - 250.0 тис. р.т.)	Рис - перм												18.5	Мезоліт
													20.0	Салют-Гравел
													29.0	Орпін-Шатерон
													32.0	
													35.0	
													40.0	
													80.0	Міцніс
													120.0	
													130.0	
		150.0												
Раннє	Зростає	Пізнє												

Продовження таблиці 3.2.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Плейстоцен	Ранній	230.0	Міцніс - рис	Гліacialний	Австралопітекус - Homo ergaster (архантропи)	1100	Кам'яна				
		375.0	Міцніс (175-500 тис. р.т.)								
		500.0	Міцніс - гоміні								
		700.0	Гоміні (700-1000 тис.р.т.)								
		1000.0	Дунай - іксид								
		1500.0	Дунай (1500-1900 тис.р.т.)								
		1800.0	Бібер-дунай								
		1900.0	Бібер								
		2200.0									
		2500.0									
3000.0											
3500.0											
Еоценовий		Палеоліт (нижній) палеоліт		Оледування		Ашель		Аббазія (іксид)			

Таблиця 3.3.

Синхронізація спеціальних періодизацій первісної історії

Шкала часу	Геологічні епохи	Археологічні епохи	Антропологічні епохи
4.6/9	субатлантикум суббореаль	бронза єнеоліт (?) неоліт	неонтроп Homo sapiens sapiens
8	атлантикум бореаль пребореаль	мезоліт пізній палеоліт	
10.3	голоцен		
40	норм		
80	рисс-норм	мустье	палеонтроп Homo neanderthalensis
130	рисс міндель-рисс міндель		
	плейстоцен	яшель	архантроп Homo erectus
700	гонц		
1000	дунай-гонц	олдубай	людина вміла Homo habilis
2600	доплейстоцен		
	допалеоліт		
	допалеоліт		

Пропонується В.Н. Станко, М.І. Гладких, С.П. Середою, 1999.

3.5. Геохронологічні методи

Методи визначення абсолютного віку четвертинних осадків і гірських порід здобувають тепер все більше значення.

3.5.1. Радіологічні методи

Для визначення абсолютного віку порід (тобто віку в роках) використовується процес мимовільного розпаду нестійких атомних ядер радіоактивних елементів, що протікає з постійною швидкістю. Методи, які застосовуються в стратиграфії антропогену, ґрунтуються на визначенні вмісту радіоізоотопів, періоди напіврозпаду котрих співрозмірні з невеликими за тривалістю відрізками четвертинного періоду. Найбільше застосовують радіовуглецевий (період напіврозпаду 5560 років) метод, а також ізотопи розпаду торію і урану – уран-234 (250000 років), іонію (75000 років), протоактінію (32000 років). Всі вони мають широке розповсюдження. Використовуються також калій-аргоновий метод.

Радіовуглецевий метод найбільше широко застосовується серед радіометричних методів у четвертинній стратиграфії, так як

вуглець широко розповсюджений у вигляді органічних залишків. Живий організм має ізотопний склад вуглецю, який приблизно відповідає його загальному складу в атмосфері. Після загибелі тварини або рослини надходження в організм радіовуглецю припиняється, а розпад триває зі швидкістю, яка визначається періодом його напіврозпаду. Сутність методу полягає у вимірі вмісту радіоактивного ізоотопу ^{14}C у вугледі викопної органічної речовини (деревне вугілля, деревина, торф й інші рослинні залишки, кістка, тваринна тканина, ґрунти, мушлі молюсків і т.п.). Вік зразка визначається за співвідношенням вмісту ^{14}C у сучасних організмах і в досліджуваному зразку. Межа датування за радіовуглецем становить 45-55 тис. років та визначається можливістю вимірювання малих кількостей ^{14}C у породі. Тому цей метод можна використовувати тільки при стратиграфічному розчленуванні розрізів верхнього плейстоцену і голоцену.

Метод “нерівновагового урану” ґрунтується на визначенні нестатку або надлишку в осадку або породі радіоактивних ізоотопів торію і урану – урану-234, протоактінію-231 та іонію проти рівновагової кількості материнського радіоеlementу. Досить достовірне датування дає урано-іонієвий метод в інтервалі від 20-30 до 600 тис. років, тобто охоплює значну частину плейстоцену, недоступну для визначення радіовуглецевим методом. Обмеженість методу полягає в тому, що допустимі результати він дає лише при вивченні морських коралів. Іноді використовують також черепашки молюсків, але датування при цьому дуже ненадійне.

Калій-аргоновий метод застосовують для встановлення віку більше 100-250 тис. років, тобто для нижньо- і середньочетвертинних відкладів. Він заснований на аналізі калійвміщуючих порід. Цей метод базується на визначенні радіоактивного аргону в калієвих мінералах. Оскільки відомо, що в процесі самочинного розпаду калію 11% атомів ^{40}K переходять в аргон (^{40}Ar), а решта 89% – в ізоотоп ^{40}Ca . Вік мінеральних утворень при цьому визначається за величиною співвідношення $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$. Чим більше це співвідношення, тим старший об’єкт, який підлягає визначенню. Цей метод застосовують для визначення абсолютного віку переважно осадових порід, які досить надійно затримують радіогенний аргон, бо він має здатність відносно швидко випромінюватись із багатьох гірських порід.

Метод треків має досить широкий хронологічний діапазон, і є достатньо надійним, але перебуває ще в стадії розробки та впровадження. Ґрунтується метод на вимірі під мікроскопом кількості слідів пробігу протонів, що утворюються при спонтанному діленні урану і торію, що вміщаються в мінералах вулканічних порід.

3.5.2. Фізико-хімічні і фізичні методи визначення абсолютного віку

Серед цих методів найбільш розповсюджені термолюмінесцентний і палеомагнітний методи.

Термолюмінесцентний метод ґрунтується на здатності деяких мінералів, зокрема кварцу, до світіння при нагріванні від 100 до 400°C (термолюмінесценції). Світіння мінералу проходить за рахунок нагромадження в кристалічній ґратці світлосуми радіоактивного опромінення. Після нагрівання зразка і виміру його природної термолюмінесценції за допомогою радіоактивного опромінення в ньому знову викликають термолюмінесценцію (збуджену). Підібравши дозу збудження так, щоб збуджена термолюмінесценція була рівна природній, і вимірявши природну радіоактивність зразка, можна розрахувати його вік при певній швидкості накопичення світлосуми.

За допомогою цього методу в різних регіонах були отримані досить ймовірні датування лесів, викопних ґрунтів та морен, що утворилися в інтервалі від 25-30 тис. до 1 млн. років тому.

Палеомагнітний метод базується на здатності ефузивних та теригенних осадових гірських порід здобувати і зберігати довгий час залишкову намагніченість за напрямком геомагнітного поля, яке в історії Землі неодноразово змінювало свою полярність. На підставі виміру залишкової намагніченості створена палеомагнітна шкала, на якій виділяються палеомагнітні епохи, котрі різняться то прямою, то зворотною полярністю. Особливо детальна шкала створена для неогенового пліоцену та антропогену. У межах двох останніх палеомагнітних епох (Матуяма і Брюнес) мали місце ряд короткочасних змін полярності (епізоди і екскурси). Вік границь палеомагнітних підрозділів встановлений радіологічними датуваннями, і вони можуть служити більш-менш надійними реперами при розчленовуванні і кореляції відкладів за допомогою палеомагнітного методу.

3.5.3. Інші геохронометричні методи

Варвохронологічний метод. Ще наприкінці XIX століття шведським вченим Де-Геєром розроблений метод підрахунку річних шарів у смугастих глинах прильодовикових озер, в яких улітку під час інтенсивного танення осаджується відносно крупніший (піщаний) уламковий матеріал, а взимку більш дрібний (глинистий). За кількістю таких шарів (стрічок) визначають час накопичення товщі осадків у роках.

Потужності шарів коливаються від декількох міліметрів до декількох сантиметрів і залежать від дрібних кліматичних коливань, у загальному однорідних для обширних територій. Чим більше жарким було літо, тим інтенсивніше проходило танення льодовиків і знос піщаного матеріалу, тобто утворювались більш потужні шари. Зіставляючи послідовність зміни потужності шарів у відкладах озер різного, але близького віку, можна нарощувати шкалу часу і одержати єдину хронологічну схему — метод конексії. Співставлення досить полегшується за допомогою діаграми конексії, де по осі ординат намічаються через рівні проміжки річні лінії, а на них по осі абсцис відкладаються потужності шарів у збільшеному масштабі. На отриманій в такий спосіб діаграмі екстремальні роки різко виділяються, і по їх послідовності діаграми близьких за віком озер упевнено зіставляються.

Геохронологічна шкала Де-Геєра була прив'язана до 1794 року, коли у зв'язку зі спуском одного з озер у Швеції в ньому припинилося утворення глинистих смужок, і доведена до 15-18 тис. років тому. Цей метод допоміг детально встановити історію відступу останнього льодовика в Прибалтиці, датувати час кліматичних епох пізньо- і післяльодовикового часу та історію Балтійського басейну. У наш час ця шкала значно уточнена радіовуглецевими датуваннями.

Дендрохронологічний метод полягає в підрахунку річних кілець на поперечних зрізах стовбурів сучасних і викопних дерев. Застосування його обмежується ще меншим відрізком часу, який охоплює останні 8 тис. років.

4. ПРИНЦИПИ РОЗЧЛЕНУВАННЯ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ І ЗАГАЛЬНА СТРАТИГРАФІЧНА СХЕМА

Стратиграфічний поділ четвертинної системи являє собою складну проблему. Особливості антропогену, як це вже розглядалося вище, з одного боку, вкрай ускладнюють застосування звичайних методів стратиграфічного розчленовування та кореляції, з іншого — висувають для цього нові ідеї. В основі стратиграфії антропогену лежать палеокліматичний і біостратиграфічний принципи.

Найголовніше значення для розчленовування четвертинного періоду здобуває властива йому кліматична періодичність. Саме вона висуває на перше місце кліматостратиграфічну методику розчленовування відкладів. Дана методика опирається: 1) на зміну в розрізі льодовикових та міжльодовикових генетичних рядів відкладів; 2) на холодно- і теплолюбиві види у складі викопної флори й фауни; 3) на хід та прояв процесів вивітрювання і рельєфоутворення.

Основою цієї методики є палеокліматична інтерпретація палеонтологічних і літологічних особливостей нашарувань, які послідовно перемежуються в розрізі. Нерідко важливе значення має і геоморфологічний аналіз. Палеонтологічний матеріал при цьому досліджується з палеоекологічної сторони як показник кліматичних умов перебування організмів. Для відкладів суші найважливіше значення має палеофлористичний аналіз, головним чином обґрунтований на палінологічному (споро-пилковому) і карпологічному методах. Найбільш цінні результати одержують при вивченні торфовищ та захоронених ґрунтів, але рослинні залишки зустрічаються також у багатьох інших генетичних типах відкладів. Рослинність надзвичайно чуйно реагує на кліматичні коливання (температуру, вологість), змінюючи видовий склад і щільність заселення, що дозволяє простежувати не тільки загальний процес потепління або похолодання клімату, але й виявляти кліматичні оптимуми, тобто епізоди особливо сприятливого клімату, максимального потепління або зволоження.

Важливим результатом вивчення рослинності служить виявлення зсуву рослинних (палеофітоценотичних) зон у зв'язку із

кліматичними змінами. Ці зсуви є надійним свідченням масштабності змін клімату. Так, під час середньочетвертинного зледеніння тундрова зона була зміщена в Південну Україну. У час міжльодовикових епох зона широколистяних лісів зміщалася на кілька градусів до півночі.

Для озерних відкладів має значення також метод діатомового аналізу із виділенням у розрізі комплексів холодо- й теплолюбивих діатомей. Слід зазначити, що на зміну складу діатомей нерідко сильно впливала зміна хімізму вод. Палеофауністичні дані також мають велике значення. Найбільш впевнено дозволяють відтворювати кліматичні умови комплекси наземних молюсків. Останнє успішно використовується для вивчення лесових товщ.

Багато видів наземних ссавців виявляють високу пристосованість до кліматичних змін. Так, носороги, слони пристосувалися до життя в прильодовикових умовах. Багато тварин, які сьогодні живуть у різних зонах (наприклад, тундрові — північний олень, лемінг, песець та степові — кінь, сайга), в льодовикові епохи жили спільно. З іншого боку, четвертинне похолодання привело до вимирання в північних широтах багатьох південних форм і загального збіднення фауни. Сама еволюція четвертинної фауни ссавців обумовлена кліматичними змінами на материках північної півкулі.

У морських прибережних відкладах суттєві дані дають зміни біоценозів донної фауни молюсків, пов'язані з крупними зсувами зон існування. Для глибоководних відкладів океанічного дна чітко виділяються зміни в розрізі тепло- і холоднолюбивих планктонних форамініфер. Враховуючи наявність безперервних розрізів четвертинних відкладів, можна чекати в океанах одержання найбільш повних еталонів кліматостратиграфічної шкали. Важливим допоміжним засобом кліматостратиграфії в морях стали розроблені методи визначення палеотемператур води за допомогою ізотопного методу на підставі співвідношення ізотопів кисню ^{16}O й ^{18}O в карбонаті черепашок планктонних форамініфер.

Не менш важливе значення має палеокліматичне толкування літологічних особливостей та історії рельєфоутворення. Основну роль при цьому відіграє виявлення і аналіз генетичних типів відкладів. Чергування в розрізі відкладів льодовикового ряду — морен, флювіо- та лімногляціальних з породами річкового,

озерного й морського походження дало надійні докази докорінних кліматичних змін, дозволило виділити горизонти, що відповідають зледенінням і міжльодовиков'ям.

Палеокліматичне значення мають багато інших генетичних типів відкладів. Соліфлюкційні відклади вказують на наявність багаторічної мерзлоти; велика потужність і широке розповсюдження делювію характерні для семіарідних умов, еолових пісків — для аридного клімату пустель. Пористість, інтенсивна карбонатизація, відсутність пелітизації силікатів, наприклад у лесах, свідчать про те, що осадконакопичення відбувалося в посушливих умовах.

Дуже важну роль відіграє вивітрювання. Цінні результати дістаємо при вивченні захоронених ґрунтів, які нерідко не тільки надійно характеризують палеокліматичні умови, але й виявляють історію більш дрібних коливань клімату. Глинистий і червоноколірний елювій вказує на вологий і жаркий клімат. Уламковий, жорствяно-щєбневий елювій є типовим для умов сухого, холодного або жаркого клімату.

Коли у відкладах добре зберігаються сліди багаторічної мерзлоти, різні криогенні текстури (псевдоморфози по льодяним клинам, кріотурбації, мікрошліри), то це вказує на різке похолодання.

Важливі свідчення зміни кліматичних умов дають геоморфологічні методи. Так, наприклад, в горах, в умовах загального підняття країни, добре проявляється перетворення ерозійних долин, що сформувалися в міжльодовикову епоху, в трогові долини, що виникають в епохи зледеніння. Геоморфологічні методи мають найважливіше значення також для діагностики генетичних типів відкладів. Дуже велика роль виявлення краєвих (кінцевих) моренних гряд.

Отже, у розпорядженні геологів є цілий арсенал методів, які дозволяють дати палеокліматичну інтерпретацію відкладів. Разом з тим багатократні крупні коливання клімату Землі дають цілком достовірну інформацію щодо поділу четвертинних відкладів і забезпечують, завдяки глобальності кліматичних епох, можливість широкої кореляції кліматостратиграфічних підрозділів.

Положення біостратиграфічного принципу в стратиграфії антропогену значно складніше.

Особливості застосування палеонтологічного методу для четвертинної стратиграфії пов'язане із пануванням на суші

континентальних відкладів. Поділ цієї системи будується на розрізах континентальних, а не морських відкладів, як це робиться для всіх більш древніх систем. Нагадаємо, що цінність палеонтологічного методу заснована на швидкості еволюції і широкому, світовому поширенні керівних форм. Чим швидше йде еволюція якої-небудь групи організмів, тим більше роздрібнений поділ вона здатна дати. Швидкість міграції, розселення нових видів забезпечує необхідну чіткість стратиграфічних границь, можливість віддаленої кореляції розрізів.

Для підрозділу четвертинного періоду з його малою тривалістю еволюція морських організмів протікала дуже повільно. Так, всі океанічні відклади, що відповідають четвертинному періоду, потрапляють (за форамініферами) в одну біостратиграфічну зону. Для розчленовування антропогену значення має лише викопна фауна наземних ссавців, декотрі сімейства яких еволюціонували більш швидко. Поділ антропогену прийнято здійснювати за методикою виявлення керівних фауністичних комплексів, розробленою В.І. Громовим.

Для окремих районів, як, наприклад, для басейну Каспію, стратиграфія може будуватися на еволюції солоноватоводних молюсків й остракод. Але вона має завжди лише місцеве значення. В умовах суші, роз'єднаної не тільки морями, але й гірськими країнами, надзвичайно утрудняється широке розповсюдження еволюціонуючих видів. Наявність перешкод до їх розселення і кліматичні відмінності ведуть до виникнення стійких відмін фауни різних зоогеографічних областей. Разом з тим хід розселення тварин сильно ускладнюється періодичним відновленням зв'язків між материками. На материках значно різкіше проявляється ізолюючий вплив клімату, фізико-географічної обстановки. Негативну роль відіграє також крайнє мала кількість викопних залишків, що пов'язано з малою щільністю заселення і з несприятливими умовами захоронення останків. Головне ж, що звичайні біостратиграфічні методи, засновані на еволюції органічного світу, внаслідок стислості періоду не можуть дати достатньо дрібного поділу. Все це певною мірою обмежує можливість палеонтологічного методу.

Проте біостратиграфічний принцип зберігає своє значення, свої найважливіші переваги, засновані на незворотності розвитку органічного світу і можливості міжрегіональної кореляції.

Розвиток матеріальної культури людини дозволяє доповнити цей принцип використанням археологічних даних.

Таким чином, принципіальною основою четвертинної стратиграфії є палеокліматичний (кліматостратиграфічний) й біостратиграфічний принципи.

Допоміжне значення має тектонічний принцип, заснований на тісному зв'язку між утворенням континентальних відкладів із розвитком рельєфу і з коливними рухами земної кори. Він знаходить своє вираження в геоморфологічних і ритмостратиграфічних методах розчленовування відкладів, застосовується переважно на початкових стадіях вивчення в рухомих зонах.

Однак тектонічний принцип не може мати загального значення, оскільки ритми рухів у різних структурах (навіть у різних частинах однієї великої структури) можуть бути зовсім не однакові.

За геоморфологічним методом на схилах долин встановлюються серії врізаних терас, які вказують на чергування епох підняття й стабілізації земної кори, і які дозволяють визначити відносний вік алювіальних відкладів на терасах. Тектонічні рухи знаходять також своє чітке й дуже тонке відображення в розрізах прогинів, суміжних з підняттями, що виявляються ритмостратиграфічним методом. Епохам висхідних рухів у горах відповідає накопичення в прогинах найбільш великого уламкового матеріалу, а епохам стабілізації — відносно тонкий матеріал. Геоморфологічний метод дає можливість не тільки встановлювати відносний вік алювіальних товщ, але й з допомогою геоморфологічної кореляції суміжних з ними відкладів інших генетичних типів створювати місцеві стратиграфічні схеми великої детальності.

Серед методів стратиграфічного розчленовування четвертинних відкладів істотно й все зростаюче значення мають геохронометричний метод у визначенні “абсолютного” віку. Радіологічні та інші фізичні датування, а також палеомагнетизм дають найважливіші підтвердження стратиграфічних побудов, отриманих іншими методами, і служать надійним методом міжрегіональної та глобальної кореляції відкладів.

У зв'язку з великою складністю застосування основних принципів розчленовування антропогену насамперед внаслідок неповноти стратиграфічного літопису в континентальних відкладах

— для одержання єдиної геохронологічної шкали антропогену необхідне паралельне вивчення літологічних, палеонтологічних і геохронометричних даних та взаємний контроль між ними. Лише за такого комплексного підходу може бути розроблена достовірна стратиграфічна схема четвертинної системи.

4.1. Розчленування четвертинної системи

Спочатку четвертинна система ділилася на дві нерівні частини: нижній відділ — плейстоцен (Q_1), об'єднуючий майже всі відклади системи, і верхній відділ — голоцен (Q_2), який включає лише післяльодовикові, сучасні відклади. Такий розподіл ґрунтувався на біостратиграфічному принципі — на підрахунку процентного відношення між сучасними та вимерлими формами морської фауни, проведеному ще Ч. Ляйелем в 1839-1841 роках. До плейстоцену були віднесені шари, що містили 70-90% сучасних форм, а до більш древнього відділу — пліоцену, шари, у яких налічувалось сучасних форм тільки 30-50%. Ч. Ляйелем підшола плейстоцена проводилася в основі калабрийського ярусу Середземномор'я, однак пізніше під плейстоценом стали розуміти лише льодовикові відклади Північної Європи, тобто стратиграфічний об'єм його був значно зменшений.

Двочленний розподіл можна зустріти ще на картах, які видавалися в сорокових роках минулого століття, а на дрібномасштабних картах він застосовується іноді й у наш час.

1885 року А. Пенк запропонував тричленний розподіл плейстоцену, виділивши в передгір'ях Альп три галькові горизонти — міндель, рис і вюрм. Цей поділ ґрунтувався на палеокліматичному й геоморфологічному принципах, оскільки галькові горизонти вважалися відповідаючими зледенінням і залягали на трьох різновікових терасах.

1909 року той же А. Пенк і З. Брюкнер дали більш повну схему розчленування четвертинного періоду для Альп Європи. Вона включала чотири епохи зледеніння — гюнц, міндель, рис, вюрм, три міжльодовикові епохи та післяльодовикову — сучасну епоху. Початок періоду більшістю дослідників було прийнято з міжльодовикового часу гюнц-міндель. Гюнцське зледеніння вже було віднесене до пліоцену.

1932 року на II конференції Міжнародної асоціації з вивчення четвертинного періоду в Ленінграді було прийнято рішення про поділ системи на палеокліматичній основі, у

відповідності з даними зледеніння Альп, на чотири частини: еоплейстоцен (відклади найдавніших льодовиків дунай, гюнц, міндель), мезоплейстоцен (міжльодовиковий час міндель-рис та льодовиковий — рис), неоплейстоцен (відповідно — рис-вюрм і вюрм) та голоцен. У колишньому СРСР такий поділ розглядався як відділи — нижній (древній), середній, верхній (новий) і сучасний, які стали основою загальної стратиграфічної шкали антропогену.

Явна невідповідність об'єму виділених підрозділів відділам інших більш древніх систем та інший принцип їх виділення створили проблему в термінології поділу четвертинної системи. Щоб відрізнити їх від звичайних відділів, була введена індексація підрозділів четвертинної системи римськими цифрами Q_1 , Q_2 , Q_3 , Q_4 або (на спеціальних картах) I, II, III, IV. 1963 року рішенням Міжвідомчого стратиграфічного комітету (МСК) було запропоновано йменувати відповідні підрозділи: “нижне-, середньо-, верхньочетвертинні і сучасні відклади”, не називаючи їх ні “відділами”, ні “ярусами” (за рубезем ці терміни продовжують широко застосовуватися). Як синоніми наведених найменувань допускається називати їх нижній, середній і верхній плейстоцен та голоцен. Така загальна стратиграфічна шкала четвертинної системи застосовувалася в СРСР.

Однак чотирьохчленний розподіл надалі, виходячи з практичних цілей, виявився недостатнім. Подальше розчленовування антропогену стало можливим на підставі тієї ж кліматостратиграфічної основи з використанням більш дрібних кліматичних коливань. При цьому виділяються перш за все окремі зледеніння та міжльодовиков'я. Під епохою зледеніння розуміють час широкого розповсюдження материкових льодів, обмежених міжльодовиков'ями — епохами майже повного зникнення льодового покриву в північній півкулі й потеплінням клімату щонайменше до сучасного стану.

На тлі цих коливань клімату виділяють ще більш дрібні фази похолодання, які викликали стадії тимчасового наступання льодовиків, й потепління, з їхнім скороченням (інтерстадіали). Нарешті, зовсім короткочасні коливання клімату проявлялись в осциляціях — незначних коливаннях краю льодовика біля деякої середньої лінії.

У зв'язку з розробкою спеціальних стратиграфічних

термінів для підрозділів четвертинної системи в колишньому Радянському Союзі Постійною стратиграфічною комісією МСК з четвертинної системи в 1982 р. були запропоновані спеціальні ряди термінів для підрозділів антропогену. Як і в системі дочетвертинних термінів, різняться ряди загальних та регіональних підрозділів.

У загальній стратиграфічній шкалі виділяються одиниці (Д.С. Кізельвальтер, А.А. Рижова, 1985).

1. Р о з д і л (у часі йому відповідає е т а п) — це найбільш крупні підрозділи — плейстоцен, голоцен.

2. Л а н к а (у часі — п о р а) відповідає складному кліматичному ритму, який складається з двох частин — однієї, в цілому більш теплої з окремими фазами похолодання, та другої, більш холодної з більш-менш значними потепліннями. Це нижньо-, середньо- і верхньоплейстоценові відклади.

3. С т у п і н ь (горизонт) — більш дрібний підрозділ, що відповідає окремій великій фазі глобального похолодання або потепління, як правило, що супроводжується більш дрібними коливаннями клімату. Ступеням відповідають окремі льодовикові і міжльодовикові ф а з и, тобто фази утворення і зникнення великих материкових зледенінь. Це можуть бути також крупні стадії (фази наростання льодовиків) і інтерстадіали (фази сильного скорочення) більш складних льодовиків.

4. Для більш дрібних кліматичних коливань ступені підрозділяються на с т а д і а л и з хронологічним об'ємом 5-10 тис. років.

5. Р і в н і або на ш а р и об'ємом 1-5 тис років.

Іншими словами підрозділи часу в геохронологічній шкалі відповідають певному рангу стратиграфічних підрозділів. Нижче наводимо стратиграфічну і відповідаючу їй геохронологічну існуючі системи таксономічних одиниць поділу четвертинних відкладів:

Стратиграфічні	Геохронологічні
Система	Період
Відділ	Епоха
Розділ	Етап
Ланка	Пора
Ступінь (горизонт)	Фаза
Стадіала (підгоризонт)	5-10 тис. років
Рівень (шар)	1-5 тис. років

У регіональних стратиграфічних шкалах основною одиницею, що відповідає ступеню, є кліматостратиграфічний горизонт (льодовиковий горизонт, міжльодовиковий горизонт). Подібні за своїми умовами, зближені горизонти можуть об'єднуватися в надгоризонти. Можливо також виділення місцевих підгоризонтів і різних за рангом "шарів".

Більш крупні підрозділи (розділ, ланка, надгоризонт), а також шари, іноді горизонти мають свою біостратиграфічну характеристику, виражену провінціальними зонами (лонами). Однак проведення границь на основі біостратиграфії внаслідок бідності відкладів з викопною фауною можливе лише в рідкісних випадках. У таблиці 4.1 показано схему стратиграфічного розчленування четвертинних відкладів існуючу у колишньому СРСР (1985), а у таблиці 4.2 — існуючу в Україні сьогодні (2002) в археології.

4.1.1. Стратиграфічне розчленування четвертинних відкладів дна морів і океанів

Досить важливий матеріал для стратиграфії антропогену дають дослідження донних відкладів морів та океанів. Оскільки осадконакопичення в океанах відбувається безперервно на достатньо обширних площах, можна чекати присутності там найбільш повних розрізів антропогену. Сучасні конструкції пробовідбірників дозволяють одержати стовпчики донних відкладів до 30 м. Крім того є дані глибоководного буріння.

Широко проведені дослідження показали, що в загальній біостратиграфічній шкалі четвертинної системи в об'ємі 1,8 млн. років за планктонними форамініферами відповідає зона *Globorotalia truncatulinoides*, яка еволюційно замінюється зоною *Globorotalia tosaensis* — верхньою зоною пліоцену. За вапняковим нанопланктоном і за підвидами форамініфер можливий розподіл на зони і підзони, які відповідають приблизно нижне-, середньо- й верхнечетвертинним відкладам. Інший розподіл за комплексами бентосних форамініфер проведено для північних морів від Баренцового до Берінгового.

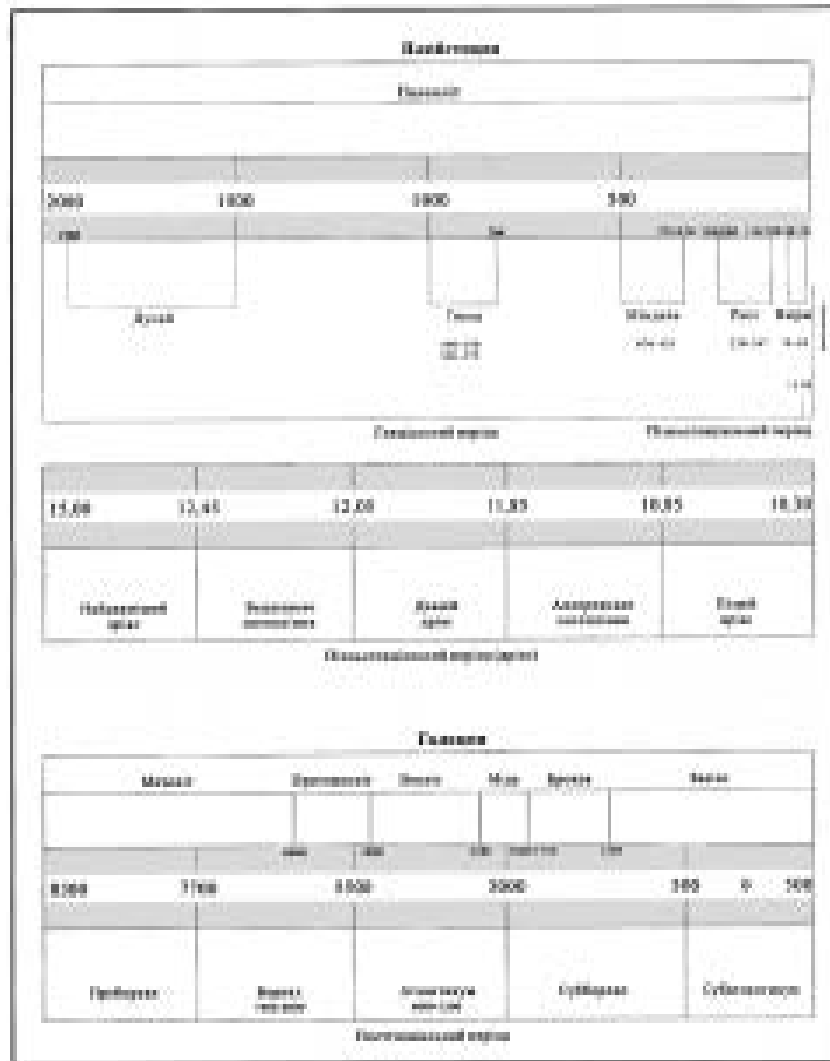
Однак значний більш дрібний розподіл пов'язаний із кліматостратиграфічним принципом. Він ґрунтується на зміні в осаді

Регіональні стратиграфічні схеми четвертинних відкладів Альп, Європейської частини колишнього Радянського Союзу (Східної Європи) і загальна стратиграфічна шкала

Таблиця 4.1.

Загальна стратиграфічна шкала				Хронологічна шкала в тис. р.	Альпи		Європейська частина колишнього СРСР (Східна Європа)			
Система	Відділ	Родін	Ланка		Ступінь	Хронологічна шкала в тис. р.	Надгоризонт	Горизонт		
Четвертинна	Плейстоцен	Швейцарський	Верхній	Голоцєн	10	Голоцєн	10	Сучасний		
				Ворм	Ворм 3	23	Валдайський	Остпеківський		
					Ворм 2	45		Мологопеківський		
			Ворм 1		95	Калінінський				
			Рис - ворм	130	130	Мікуліцький				
			Середній	Рис	Рис 2	275	Середньоруський	Московський		
					Рис 2 - рис 1			Одипковський		
					Рис 1			Дніпровський		
			Мидель - рис	380	380	Львівський				
			Нижній	Мидель	780	780	Дністровський	Окський		
Гюц - Мидель	Колотовський									
Гюц	Пітовський									
Мезозою	Пліоцен	Європейський	Верхній	900	1800	1800	Сейфський	Морозовський		
				1300				Ногайський		
			Нижній	1800				2200	2430	Желтовський
										2500
			Бібер	Бібер - дунай				2200	2430	Домітківський
										2500
Бібер	Бібер	2430	2430	Чистовольський						
				Весселівський						

Таблиця 4.2.



Поділ антропогену в археології.
Клімат у плейстоцені (тис. років тому) і голоцені (у роках).
(За О. А. Білоусько, 2002).

холодно- і тепловодних форамініфер та діатомей, а також на аналізі палеотемператур води за ізотопним складом кисню, для чого використовуються черепашки мікроорганізмів, відібрані пошарово. Отримані палеотемпературні криві датуються радіовуглецевим, ураново-торієвим і палеомагнітним методами. У межах плейстоцена виділено дев'ять великих похолодань, або 21 кліматична стадія. Усі вони ускладнені більш дрібними коливаннями. Важливим завданням, яке стоїть перед четвертинною геологією, є приведення у відповідність кліматостратиграфічних шкал океанів та суші.

4.2. Проблема нижньої границі антропогену

Складним питанням стратиграфії четвертинної системи є проблема її об'єму, уточнення її нижньої границі. Хоча за схемою 1932 року до еоплейстоцену були віднесені відклади всіх найдавніших зледенень, в СРСР за низи четвертинної системи (нижній плейстоцен) прийняли лише аналоги відкладів гюнц-мінделя та мінделя. Гюнц та більш древні шари — аналоги апшеронського ярусу Каспію відносили до пліоцену (верхньої частини неогенової системи). За рубежом декотрі дослідники також починали четвертинну систему з гюнц-мінделя або з мінделя, інші — з гюнцу або з дунайського зледеніння.

1948 року на XVIII сесії МГК в Лондоні було вирішено значно понизити цю границю в порівнянні із прийнятою в СРСР, у зв'язку з встановленими ознаками більш раннього похолодання клімату Землі. Границя між неогеном і четвертинною системою була прийнята на підставі морських відкладів калабрійського ярусу на півдні Італії у зв'язку з появою в його фауні арктичних видів молюсків та форамініфер. У континентальних відкладах калабрій співтавляли з віллафранкським ярусом. Однак практичне впровадження цієї границі виявилось складним і викликало великі розбіжності.

У результаті чисельних досліджень було встановлено, що ознаки різкого похолодання клімату Землі виявилися значно раніше і йдуть глибоко в неогеновий період. З іншого боку виянилось, що об'єми калабрія й віллафранка були визначені не зовсім точно. У зв'язку із цим в геологічній службі СРСР об'єм четвертинного періоду не був змінений і залишений в межах 0,75-0,80 млн. років. У той же час більшість вчених вважає найбільш обґрунтованим

рубіж, рекомендований геологічним конгресом, на рівні близько 1,8 млн. років. Ця границя проводиться в підшві уточненого калабрійського ярусу в Італії з *Arctica islandica* і *Hyalinea baltica* та в підшві верхнього віллафранка. У СРСР їй відповідають підшва апшеронського ярусу в Каспійському басейні і поява одеського фауністичного комплексу. У палеомагнітній шкалі ця границя відзначена епізодом нормальної намагніченості Олдувай (1,67-1,87 млн. років). В океані вона відповідає підшві зони *Globorotalia truncatulinoides*. Таким чином, з комплексу ознак ця границя виявляється більш переконливою. Однак противниками пониження границі антропогену в СРСР виявились геологічні служби і осади старші за 0,78 млн. років продовжували називати еоплейстоценом і залишили в неогені.

Слід зауважити, що є й інші пропозиції (особливо серед археологів) — продовжити тривалість четвертинного періоду до 2,5 і навіть 3,5 млн. років.

Так як Україна входила до складу СРСР, то геологічні служби нашої країни дотримувались єдиних поглядів щодо поділу четвертинної системи. Але інакше трактується дана проблема в наш час. Оскільки все частіше вживається замість четвертинної термін антропогенова система, яка прив'язується до часу появи древньої людини, а виявлені залишки її визначаються в 2-3,5 млн. років, то відповідно опускають нижню границю системи порівняно з тією, що була прийнята раніше — 0,78 до 1,8-2,0 млн. років (табл. 4.2). За останньою схемою плейстоцен і надалі поділяють на три більш дрібні таксономічні одиниці (ланки): нижню, ранню (еоплейстоценову), середню (мезоплейстоценову) і верхню, пізню (неоплейстоценову). До ранньої ланки належать старі зледеніння дунай, гюлц і міндель (якому в Східній Європі відповідає окське) та міжльодовиків'я дунай-гюлц, гюлц-міндель, до середньої ланки — міжльодовиків'я міндель-рис та зледеніння рис (останньому відповідають у Східній Європі дніпровське (рис 1) і московське (рис 2)); до нової (пізньої) ланки — міжльодовиків'я рис-вюрм і зледеніння вюрмське (у Східній Європі — валдайське).

4.3. Флористичні і фауністичні обґрунтування

стратиграфії континентальних відкладів антропогену

Обґрунтування стратиграфії четвертинних відкладів суші тісно пов'язане з вивченням історії розвитку флори і фауни.

4.3.1. Основні етапи розвитку флори

Основні етапи розвитку флори в неогені і четвертинному періоді проявляють чітко виражену залежність від глобальних кліматичних змін. У першій половині неогену (міоцені) на півночі Євразійського материка існував трансконтинентальний пояс широколистяних лісів з флорою субтропічного характеру, але з перевагою листопадної рослинності.

У другій половині неогену (пліоцені), в умовах прогресуючого похолодання клімату, почався розпад цього поясу. У південній частині його в Європі і на Далекому Сході формується сучасна флора широколистяних листопадних лісів, а північніше — флора із значною перевагою хвойних дерев. Формується пояс тайгових лісів. Існувала і зона трав'яних рівнин, типу савани (Казахстан, південь України). Вічнозелені рослини відігравали помітну роль лише в Південній Європі і на Кавказі. На кінець пліоцену (2,5 млн. років тому) у Європі з'явилася перша субарктична флора. У Сибіру на ріці Курейці в пліоцені знайдена флора лісотундри із сибірською модриною, полярною березою, куріпчатою травою, що дозволяло допускати наявність ще північніше справжньої тундри.

Варто підкреслити, що в пліоцені вже сформувалися майже всі сучасні види рослин і подальші філогенетичні зміни флори в антропогені були зовсім незначні. Проте в середніх і північних широтах флора в четвертинному періоді зазнавала дуже сильних змін, безпосередньо відображаючи кліматичні коливання, які проявлялись у великих зсувах фітоценотичних зон. На цьому базується найважливіше значення флористичних даних для четвертинної стратиграфії і палеогеографічних реконструкцій. Крім того, мало місце поступове вимирання реліктів тургайської (теплолюбивої) флори, яка ще зберігає деяку роль на початку антропогену, а місцями й дотепер.

У складі четвертинної флори розрізняють характерні геофітоценози, що відповідають певним кліматичним зонам, особливості яких визначаються насамперед температурою і вологістю.

Уздовж краю льодовиків і на крайній півночі могла розвиватися лише дуже бідна видами тундрова флора з полярною вербою (*Salix polaris*), карликовою березою (*Betula nana*) куропатковою травою (*Dryas octopetala*) і різними мохами. За характерною формою (*Dryas*) ця флора називається дріасовою. Далі від льо-

довиків розташовувалася зона перигляціальної флори, характерної для своєрідних ландшафтів тундростепу, які формувалися в умовах холодного сухого клімату. Тут поряд з тундровими — полярною вербою, карликовою березою, куропатковою травою, арктичними плаунами — присутні степові напівпустельні рослини — ефедра, кохія, терескен, полини, лебедові. Ці ландшафти перемежувалися з тундро-лісостепами (з модриною, березою, сосною). При цьому початкові етапи льодовикових епох характеризувались більш вологим кліматом і відповідно переважанням тундрових і лісових видів, а друга половина льодовикового часу відрізнялась сухістю клімату з поширенням ксерофітів — сухолюбивих рослин напівпустель.

У міжльодовикові епохи в північних широтах до півдня від тундри розташовувалася лісотундра, де з тундровою рослинністю в рідколіссях співіснують модрина, береза, ялина. Південніше був розташований широкий пояс тайгових лісів з перевагою сосни (*Pinus*), смереки (*Picea*), ялиці (*Abies*), модрини (*Larix*), берези (*Betula*); присутні також осика (*Populus tremula*) і вільха (*Alnus*). В умовах більш теплого і вологого клімату характерний розвиток отримала темнохвойна тайга з ялиною і ялицею. Де були більш сухі умови, там відзначалась перевага за сосною. Південна тайга виділяється пануванням берези, збільшенням ролі сосни, модрини. До півдня пояс тайги в Європі змінюється широколистяними лісами з представників неморальної флори. Тут типові горіх (*Juglans*) граб (*Carpinus*), ліщина (*Corylus*), бук (*Fagus*), дуб (*Quercus*), в'яз (*Ulmus*), клен (*Acer*), липа (*Tilia*), ясен (*Fraxinus*). Це південніше клімат стає сушішим і йдуть пояси трав'яних степів, напівпустель, гірських лісів.

Усі ці фітогеографічні зони зазнавали значних переміщень в четвертинному періоді. В епохи зледеніння проходив їхній сильний зсув до півдня. Так під час максимального середньочетвертинного зледеніння тундровий пояс перебував на півдні України. При цьому пояси тайги і широколистяних лісів в Східній Європі виявлялись розірваними і знову відроджувалися в міжльодовиковий час.

Для міжльодовикової флори характерно далеке проникнення на північ широколистяних лісів, значне розширення їхнього поясу, а також присутність багатой флори озерно-болотного типу. Це різні водяні папороті — *Salvinia natans* і *Azolla fuliculoides*,

болотні* — рдеснит азіатський — *Potamogeton asiaticus*, водяний різак алоевидний — *Stratiotes aloides*, різуха морська — *Najas marina*, лататеві — *Euryale ferix*, *Brasenia purpurea*, а також росичкові — альдрованда пухирчаста — *Aldrovanda vesiculosa* і водяний горіх *Traza natans* із родини водяногоріхових. Постійно є присутнім пилок широколистяних дерев.

При цьому кількісне співвідношення родового складу флори різних міжльодовикових епох має помітне розходження, пов'язане із кліматичними особливостями кожної міжльодовикової епохи. Крім того, відзначається неухильне зменшення ролі реліктових неогенових видів і послідовне наближення видового складу до сучасного.

4.3.2. Основні етапи розвитку фауни

Основні етапи розвитку фауни континентальних відкладів антропогену головним чином ґрунтуються на виявленні фауністичних комплексів ссавців.

Еволюція ссавців в антропогені відбувалася особливо швидко у зв'язку з характерними для нього великими кліматичними змінами. Похолодання клімату в північній півкулі привело до суттєвих змін у рослинності суші. У міоцені в умовах м'якого клімату широкого розвитку набула субтропічна вічнозелена рослинність, яка пізніше змінювалась в середніх широтах листопадною, а потім хвойною і тундровою флорою. У результаті умови живлення рослиноїдних тварин (копитних, хоботних, гризунів) докорінно змінилися, що привело або до міграції одних видів і зубожіння фауни, або до пристосування інших видів до нового середовища і їх еволюції. Деякі види вимирали. Еволюція ссавців в умовах пристосування їх до більш грубої рослинної їжі починалася зі зміни зубів, ускладнення їх структури, збільшення площі, займаної емаллю. Змінюються й інші органи, з'являються нові види тварин. Фауністичні комплекси змінюються також у результаті безпосереднього впливу кліматичних умов. Внаслідок коливань клімату відбувається зсув кліматичних зон, міграція фауни і змішання різних екологічних угруповань.

Фауна, що населяла в пліоцені Євразію, Африку і Північну Америку, мала субтропічний вигляд. Ця так звана гіпаріонова фауна включала трьохпалих коней гіпаріонів, мастодонтів,

антилоп, жираф, саблезубих тигрів, а також древніх слонів, носорогів, еласмотеріїв, однопалих коней, оленів, що згодом стали характерними представниками четвертинної фауни. З типових гризунів тут жили бобри, трогонтерії й коренезубі полівки.

На території колишнього Радянського Союзу за знахідками викопних залишків фауни в неогеновому і четвертинному періодах були виділені різні фауністичні комплекси, притаманні певним проміжкам часу цих систем. Зокрема, у верхньому пліоцені неогену виділялись так звані молдавський і хапровський фауністичні комплекси, які охоплювали проміжок у часі від 2,5 до 1,8 млн. років. Для молдавського комплексу характерними були мастодонт (*Anancus arvernensis*), носоріг (*Dicerothinus megarhinus*), гіппаріон (*Hipparion* sp.), коренезубі полівки (*Miomomus polonicus*, *Promiomomus gracilis*).

Для хапровського комплексу — мастодонт (*Anancus arvernensis*), слон Громова (*Archidiscodon gromovi*), етрусський носоріг, кавказький еласмотерій, кінь Стенона (*Equus stenonis*), полівки (*Villanyia lagurodontoides*, *Miomomys pusillus*, *M. pliocenicus*), бобри (*Trogontnerium cuvieri*).

У еоплейстоцені (самі верхи пліоцену у трактуванні в СРСР, або низах нижнього плейстоцену в нашому розумінні) (1,8 млн.-800 тис. років тому) виділяли одеський і таманський комплекси із сильно збідненою фауною.

Одеський комплекс (1,8-1,0 млн. р. т.) включав південних слонів (*Archidiscodon meridionalis meridionalis*) — ранній підвид, пеструшки (*Lagurodon arancae*), полівки (*Allophaiomys pliocenicus*).

Таманський комплекс, який охоплював час від 1,0 млн. до 800 тис. років тому включав фауну: південних слонів (*Archidiscodon meridionalis tamanensis*) — пізній підвид, етрусських носорогів, зюсенборнського коня (*Equus sussenbornensis*), кавказьких еласмотерій (*Elasmotherium caucasicum*), полівок (*Pitymys hintoni*), пеструх (лагуріни) (*Prolagurus rannonicus*). Слід зауважити, що в останні два етапи значно еволюціонують слони, полівки, пеструшки (лагуріни), виникають характерні роди четвертинної фауни — *Microtus* (некоренезубі полівки), *Bison* (бізони) й *Bos* (бик).

Близько 800 тис. років тому з'являється фауна тираспольського комплексу, що характеризує нижній плейстоцен (за поділом у СРСР) і верхи нижнього плейстоцену (за прийнятим нами поділом). Ця фауна є характерною для дністровського надгоризонту та окського горизонту і була типовою до 380 тис. років тому. Для неї характерними були трогонтерієвий слон (слон Вюста) (*Archidiscodon trogontherii (wusti)*), етрусський носоріг (*Dicerorhinus etruscus*) — пізній підвид, мосбахський кінь (*Equus mosbachensis*), бізон Шотензака, широкочолоий лось (*Praealces latifrons*), олені (*Praemegaceros verticornis*), некорнезубі полівки (*Microtus ratticepoides*), пеструхи (*Lagurus transiens*) та інші. Типове місцезнаходження цієї фауни знаходиться на р. Дністер біля міста Тирасполь. Аналоги її широко відомі в Західній Європі, Сибіру, Середній Азії.

Сінгільський комплекс (380-280 тис. років) відповідає початку середнього плейстоцену, а конкретніше ліхвінському горизонту. До нього входять древній лісовий слон (*Palaeoloxodon antiquus*), носоріг Мірка (*Dicerorhinus kirchbergensis*), сибірський еламотерій, кінь, гігантський олень (*Megaloceras* sp.), волзький бик, полівки (*Microtus ratticepoides*, *Microtus gregalis*).

Хазарський комплекс (280-225 тис. років) відповідає середній частині середнього плейстоцену (дніпровському горизонту). У цей час жили хазарський мамонт (*Mammuthus chosaricus*), шерстистий носоріг (*Coelodonta antiquitatis*), сибірський еламотерій (*Elasmotherium sibiricum*), хазарський кінь (*Equus chosaricus*), верблюду Knobлоха (*Camelus knoblochi*), довгорогий бізон (*Bison priscus longicornis*), сайга, полівки (*Arvicola chosaricus*), лемінги.

Наприкінці середнього плейстоцену розвивається мамонтовий комплекс (225-10 тис. років), що характеризувався появою типових мамонтів і багатьох сучасних видів, а також тварини періодичного змішання видів степової, лісової й тундрової фауни. Мамонтовий комплекс підрозділяється на три підкомплекси.

Ранній мамонтовий підкомплекс (225-120 тис. років тому) відрізняється значним зсувом тундрових видів до півдня і змішаним типом фауни. Сюди відноситься ранній підвид мамонта (*Mammuthus primigenius*), шерстистий носоріг (*Coelodonta antiquitatis*), ранній підвид сучасного коня (*Equus caballus*),

північний олень (*Rangifer tarandus*), вівцебики (*Ovibos pallantis*), короткорогий бізон (*Bison priscus*). За часом підкомплекс відповідає кінцю середнього плейстоцену — московському і одинцовському горизонтам.

Середній мамонтовий підкомплекс (початок пізнього плейстоцену, 120-95 тис років тому) відрізняється перевагою лісостепових видів тварин. Для нього характерні типовий мамонт (*Mammuthus primigenius*), лісовий (древній) слон (*Palaeoloxodon antiquus*), шерстистий носоріг (*Coelodonta antiquitatus*), бізон, сайга (*Saiga tatarica*), бабак, полівки (*Arvicola terrestris*). З даним комплексом пов'язують мікулінський горизонт.

Верхній (пізній) мамонтовий підкомплекс (95-10 тис. років тому) знову характеризується широкою участю тундрових видів, котрі проникають на південь до Криму. Сюди належать пізні підвиди мамонта (*Mammuthus primigenius*), що пристосувалися до тундрових умов, шерстистий носоріг (*Coelodonta antiquitatus*), кінь (*Equus caballus*), бізон (*Bison priscus*), вівцебик (*Ovibos pallantis*), північний олень (*Rangifer tarandus*), копитний лемінг (*Dicrostonyx gulielmi*), песець і багато інших. Цей комплекс притаманний валдайському надгоризонту.

Спільне існування екологічно різних видів доказується постійною присутністю їхніх залишків у кухонних відходах верхнепалеолітичної людини.

Сучасний фауністичний комплекс, який відповідає голоцену (10 тис. років тому — наші дні), утворився після вимирання одних видів (мамонт, шерстистий носоріг), еволюції інших (бізон, вівцебик та ін.) і розселення видів за своїми сучасними ареалами.

4.4. Археологічні основи стратиграфії антропогену

Як уже йшла мова раніше, в обґрунтуванні стратиграфії четвертинних відкладів суші, особливо в датуванні їх віку, важливе значення має вивчення історії матеріальної культури людини. Розглянемо загальні уявлення про формування матеріальної культури людського суспільства на різних етапах його розвитку (за поданням матеріалу О.А. Білоусько, 2002).

Звичайно залишки самої викопної людини зустрічаються рідко і представляють велику наукову цінність. Уже в міоцені

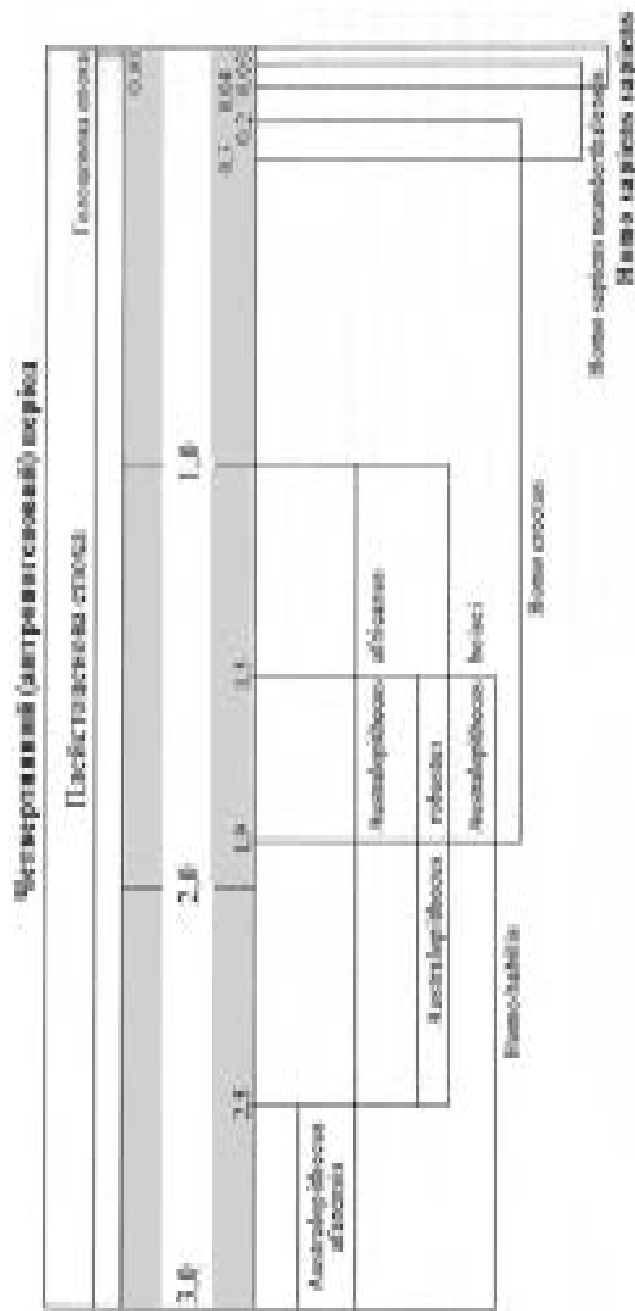
з'явилися людиноподібні мавпи — рамапітеки, що жили в Індії (14-8 млн. років тому). Пізніше, близько 5 млн. років тому, в Східній Африці виникли австралопітеки ("південні мавпи"), які засвоїли прямоходіння і жили на відкритих просторах. З їх більш пізніми прогресивними формами, які існували 3,5-1 млн. років тому, пов'язані знахідки найбільш примітивних кам'яних знарядь, що представляють собою розколоту гальку. Очевидно близько 3 млн. років тому від австралопітеків походять гомініди, більш пізні представники яких деякими дослідниками відносяться вже до роду *Homo* (*Homo habilis* — людина вміла) (табл. 4.3 і 3.2).

Усі люди, разом узяті, складають людський рід, або людство. До нього належать не тільки ті, хто нині живе на Землі, а й ті, хто жив досі і житиме надалі. За час існування людства на Землі змінилося приблизно 200000 генерацій людей (з розрахунку 4 покоління на 100 років).

Людський рід нині представлений лише одним видом — *Homo sapiens* (людина розумна). Інші види давно вимерли і відомі за викопними рештками.

Надалі вважаємо за доцільне, опираючись на останні археологічні дослідження викладені в посібнику О.А. Білоусько (2002), послідовно показати сучасне уявлення на еволюцію людства на Землі. Адже антропогена геологія у розриві з археологією і навпаки, археологія у відриві від геології існувати не можуть.

До найдавніших викопних людей належать: *Australopithecus* (південна мавпа); *Homo habilis* (людина вміла); *Homo erectus* (людина випростана). Кожний новий вид, як краще пристосований до мінливих умов життя і більше соціально організований, витісняв попередні види (полюючи один на одного). Приблизно 300 тис. р. т. з'явився *Homo sapiens*, підвид *Homo sapiens neanderthelensis* (неандертальська людина). Нарешті, близько 40 тис. р. т. виник сучасний підвид — *Homo sapiens sapiens*, що винищив усіх останніх і запанував на планеті. Втім не виключено, що вся еволюціоністська схема фізичних типів людини є помилковою, а кожний новий тип, включаючи *Homo sapiens*, виникав як новоутворення першолюдини і являв у подальшому тупикову вимерлу гілку. Можливо по-справжньому першою людиною, безперервний розвиток якої привів до сучасного типу, була людина, що виникла з початком неолітичної революції близько 6 тис. р. т.



Еволюційний розвиток людини в часі (млн. років) (За даними О. А. Білоусько, 2002).

На думку деяких учених внаслідок глобальних катастроф, супроводжуваних інтенсивним радіоактивним випромінюванням, ситуація, яка спричинювала появу першолюдини, могла повторюватися, тобто першолюдина могла з'являтися в різні часи неодноразово. З огляду на це, подібність морфології давніх людей можна пояснювати не вдосконаленням організму спільного предка, а законом збереження форми, який вимагає однотипної форми тіла як оптимальної для будь-якої системи. За цим законом будь-яка істота, що олюднювалася, неодмінно мала набувати вигляду людини, а нові риси з'являлися в результаті мутацій.

Australopithecus (південна мавпа) — найдавніший і найпримітивніший представник людської родини (Табл. 4.3).

Жив 5,5/4,0-1,5/1,0 млн. р. т. Рештки виявлені в Південній, Східній та Центральній Африці. Рештки найдавнішого австралопітека знайдені в Лотегемі на березі озера Туркан в Кенії. Знахідки австралопітеків істотно змінили погляди вчених щодо тривалості антропогенезу, відсунувши початок цього процесу на 2 млн. років далі прийнятої раніше дати.

Голова мала похиле чоло, низький лоб, надорбітальний валик, плоский ніс, зрізане підборіддя і масивні щелепи (зуби за своєю будовою наближалися до людських). Тіло, вірогідно, було вкрите волоссям. Мав кілька різновидів: одні були тендітної статури, інші мали м'язисте тіло і за параметрами наближалися до сучасної людини. Об'єм мозку у різних австралопітеків був різний, але загалом невеликий — від 410 до 550 см³ (для порівняння: у шимпанзе — 394 см³, у горили — 498 см³, у сучасної людини — 1450 см³).

Відомі чотири різновиди австралопітеків:

1. *Australopithecus afarensis* (південна мавпа з Афара). Зріст 1,0-1,3 м, вага 22-30 кг, об'єм мозку — 410 см³. Жив 4,0-2,5 млн. р. т.

2. *Australopithecus africanus* (африканська південна мавпа). Зріст 1,0-1,3 м, вага — 20-40 кг, об'єм мозку — 450 см³. Жив 5,5/4,0-1,0 млн. р. т.; припускається, що саме він був безпосереднім предком людини, а інші види — тупиковими гілками.

3. *Australopithecus robustus* (австралопітек могутній). Зріст 1,5-1,7 м, вага — 50 кг, об'єм мозку — 550 см³. Жив 2,5-1,5 млн. р. т.

4. *Australopithecus boisei* (австралопітек Бойса, або *Zinjanthropus* — східноафриканська людина). Зріст 1,6-1,78 м, вага — 60-80 кг, об'єм мозку — 500 см³. Жив 2,5-1,0 млн. р. т.

Протягом 1,5 млн. років австралопітеки жили поряд із найдавнішими людьми. Останні з австралопітеків вимерли 1,1-1,0 млн. р. т. (можливо, були винищені своїми більш розвиненими спадкоємцями).

Австралопітеки не вмiли майже нічого. Невеликими групами вони пересувалися тропічними пасовиськами Африки (деякі, імовірно, переходили також в Азію і Європу), збираючи плоди і поїдаючи трупи забитих хижаками тварин. Можливо, інколи вони пробували полювати на дичину самі, а для відокремлення м'яса від кісток тварин окремі особини використовували примітивні знаряддя із дерева, кістки і каменю.

Homo habilis (людина вмiла) — перший відомий вид людського роду. За найдавнішу людину його визнають з огляду на те, що він самостійно виготовляв знаряддя, а не просто використовував їх, як австралопітеки.

Жив 3,0/2,6-1,5 млн. р. т. у Східній та Південній Африці і, можливо, в Південно-Східній Азії (Європа в цей час ще залишалася безлюдною). Походив, вірогідно, від одного з різновидів австралопітеків. Відрізнявся від попередників більшим об'ємом мозку і формою черепа. Зріст 1,2-1,5 м, вага близько 50 кг, об'єм мозку — 700 см³, тобто половина сучасного людського.

Homo habilis також збирав рослинну їжу, обгризав м'ясо тварин, забитих хижаками, і полював на дрібну дичину. Але він уже навчився виготовляти кам'яні знаряддя і зводити нескладні укриття. *Homo habilis* створив першу в людській історії індустрію — олдувайську (за назвою ущелини в Танзанії), яка з Африки поширилася по світу. Олдувайська індустрія полягала в розщепленні кварцевої гальки, якій надавалися форми грубого рубила (чоппера), скребка тощо. Тому її називають ще гальковою або рубило-осколочною культурою. Виробництво знарядь і споживання їжі відбувалося на робочих і жилих стоянках. Можливо в цих місцях зводилися примітивні каркасні хижі з гілок, притиснутих до землі камінням.

Homo erectus (людина випростана) — ранній вид людини: перший європейський поселенець. Можливо походив даний вид людини від *Homo habilis*. Жив 1,9/1,5- 0,2 млн. р. т. Цей вид був першим, що колонізував нові місця проживання. Окремі групи розселилися із Африки в Азію і Європу. На нашому континенті, як вважають, *Homo erectus* з'явився близько 1,5 млн. р. т.,

хоча найдавніші кісткові рештки, знайдені в с. Мауер поблизу Гейдельберга в Німеччині, датовані віком 500 тис. р. т.

Зріст 1,5-1,8 м, вага — 40-72 кг, об'єм мозку 880-1100 см³. Череп зберігав архаїчні риси: плоске чоло, випуклі надбрівні дуги, зрізане підборіддя.

Більш розвинений інтелект і передова технологія, що включала застосування стандартного набору знарядь і вогню, поряд з удосконаленими методами будівництва і активним полюванням на крупну дичину дозволили цьому виду пристосуватися до різних змін екології, що настали внаслідок зледеніння у Північній півкулі. *Homo erectus* винайшов новий тип кам'яних знарядь — ручне рубило. Удосконалена техніка обробки каменю дістала назву ашельської (за знахідками в Сент-Ашелі на півночі Франції) і поширилася передусім в Європі. Ця техніка полягала у відколюванні відщепів з обох боків заготовки, внаслідок чого одержували двобічно оброблені ручні рубила і сокироподібні клівери (леза). На місцях стоянок *Homo erectus* споруджував овальні курені з переплетених гілок, закріплених камінням. Усередині горіли вогнища. *Homo erectus* першим почав користуватися вогнем для зігрівання, приготування їжі, захисту від хижаків і для полювання на диких тварин.

До виду *Homo erectus* відносять європейську гейдельберзьку людину (*Homo erectus heidelbergensis*), китайського синантропа (*synanthropus*), яванського пітекантропа (*pithecanthropus*), північно-африканського атлантропа — усіх їх називають ще архантропами.

Homo sapiens neanderthalensis (неандертальська людина) — викопний підвид сучасної людини.

Походив від архаїчної форми *Homo sapiens*. Названий за місцем однієї з перших знахідок в долині Неандерталь поблизу Дюссельдорфа в Німеччині. Кістяки зустрічаються на великій території в Азії, Північній Африці, на більшій частині Європи. Зріст — 1,7 м, вага близько 70 кг, об'єм мозку 1500 см³, тобто не поступався сучасному людському. Як правило, мав обличчя без підборіддя, похилий лоб і масивні надбрівні дуги. Жив 300-30 тис. р. т.

За деякими припущеннями, приблизно 300 тис. р. т. *Homo erectus* почав перетворюватися на людину сучасного типу — *Homo sapiens*. Від архаїчних форм *Homo sapiens* відокремлюють їх специфічний підвид — *Homo sapiens neanderthalensis*. Неандертальців ще називають палеоантропами. Близько 30 тис. р. т. ця група,

очевидно, вимерла або була винищена новим сучасним типом людини, який сформувався десь в іншому місці. Дехто вважає, що неандертальці схрестилися з цим новим підвидом або перетворилися на нього в результаті власної еволюції. Якщо це так, то їхні гени мали зберегтися у нинішніх людей. Є, нарешті, припущення, що неандертальці існують до сьогодні (“снігова людина”).

Неандертальські знаряддя називаються мустьєрськими (за знахідками в печері Ле-Мустьє у Франції). Вони виготовлялися шляхом ретуші з відколотих від спеціально підготовленого ядрища тонких і гострих відщепів і були кроком уперед порівняно з індустрією чоперрів і рубил. Неандертальці вважалися дуже вмiлими мисливцями. Вони застосовували різноманітні способи полювання: пастки, метання списів, скидання валунів, загання стада на виступи, що закінчувалися проваллями.

Неандертальці жили під час найбільших і найхолодніших зледенінь — риського (дніпровського) і вюрмського (валдайського), переживаючи суворі зими льодовикового періоду завдяки вмінню створювати для себе теплий мікроклімат за допомогою одягу і обігрівання жител. Неандертальці, мабуть, уміли штучно добувати вогонь тертям чи свердлінням. Рятуючись від холоду, вони заселяли печери (виганяючи звідти хижаків) або будували курені із гілок, укритих шкірами (найбільше враження справляють неандертальські житла, збудовані в долинах українських рік). Своє житло вони обігрівали розпалюючи багаття. Із хутра шили теплий одяг — штани, сорочки, плащі, ковпаки, обмотки для ніг. Відкриті неандертальські поховання із заупокійними приношеннями. Це перші свідчення релігійних вірувань.

Homo sapiens sapiens (людина розумна) — єдиний живий підвид сучасної людини.

Зріст 1,69-1,77 м, вага близько 68 кг, об'єм мозку — 1400 см³. Обставини появи *Homo sapiens sapiens* незрозумілі. Деякі спеціалісти вважають, що одна гілка неандертальців перейшла в сучасний тип. Інші вчені стверджують, що *Homo sapiens sapiens* з'явився незалежно десь за межами Європи (припустимо, в Південно-Східній Азії), а звідти рушив у різних напрямках, знищуючи неандертальців. Його подальший шлях добре простежується аж до нашої сучасної цивілізації.

Сучасні люди підвиду *Homo sapiens sapiens*, або неантропи,

з'явилися приблизно 40 тис. р. т. Їхні викопні рештки знаходять на всіх континентах. В Європі сукупність ранніх *Homo sapiens sapiens* називають кроманьйонцями (за скелетами, знайденими в гроті Кро-Маньйон на південному заході Франції). Поряд з кроманьйонцями в Європі і Середземномор'ї жив ще один тип *Homo sapiens sapiens* — так звані грімальдійці (за похованням в італійському гроті Грімальді), які за фізичною будовою стоять ближче до деяких африканських народів і, можливо, були предками негроїдів. У верхніх шарах печери Джоукоудьян у Китаї виявлені рештки людини пізньопалеолітичного часу з ознаками монголоїдності у будові черепа. З кроманьйонською людиною, що жила потім і в більш пізні епохи — у мезоліті і неоліті, пов'язують виникнення європеїдної раси.

Кроманьйонці виготовляли досконалі знаряддя із каменю й кістки, застосовуючи для цього нові технічні прийоми: методи віджиму і непрямой ударної обробки заготовки. Кроманьйонці значно розширили коло знарядь. На основі цих знарядь виокремлюють п'ять основних індустрій (культур) пізнього палеоліту для Західної Європи — шательперронську (35-32 тис. р. т.), оріньякську (35-29 тис. р. т.), граветтську (29-20 тис. р. т.), еолотрейську (22-18,5 тис. р. т.), мадленську (18,5-11 тис. р. т.); перші три (або першу й третю) інколи об'єднують в перигорську культуру. З цими еталонними культурами часто співставляють різноманітні місцеві культури, які існували в інших регіонах. Досконалі знаряддя, зброя і прийоми полювання забезпечили кроманьйонцям майже невичерпне джерело поживної їжі, що, у свою чергу, сприяло їхньому розмноженню й розселенню (були заселені два останні безлюдні континенти — Північна й Південна Америка). Кроманьйонці винайшли списометалку і гарпун, а пізніше — лук і стріли. Поховання кроманьйонців свідчать про наявність віри в потойбічне існування. Мертвих часто посипали червоною вохрою, яка символізувала кров і життя. У деякі могили клали прикраси. Це свідчить як про існування особистої власності, так і про появу багатих і поважних людей, можливо, вождів.

Кроманьйонці першими із людей створили мистецтво. Мабуть їхнє мистецтво мало ритуальне значення і було пов'язане з мисливською магією і культом жінки-прародительки. Кроманьйонці, які жили в останні холодні тисячоліття плейсто-

цену, в будівництві наслідували неандертальські традиції: використовували печери і споруджували шатроподібні зимові житла в річкових долинах. В середині жител постійно горів вогонь. Взимку кроманьйонці носили облягаючі хутрові костюми з штанами, відлогою, взуттям і рукавицями. Коли 10 тис. р. т. почалося потепління, кроманьйонці швидко пристосувалися до нових умов. Для полювання на рухомих копитних тварин були поряд з луком і стрілами винайдені наконечники у вигляді маленьких гострих шматочків кременю (мікролітів). Винайшовши лижі, сани, човни, весла, люди успішно освоїли величезні простори, звільнені від льодовика, зокрема й водні ділянки. За деякі території виникали суперечки, про що свідчать зображення воюючих лучників.

Найдавніший етап розвитку історії людства, дістав назву кам'яної доби, бо був пов'язаний з виготовленням переважно кам'яних знарядь. Тривав від появи людини до початку поширення перших металів: 5,5 або 3/2,6 млн. р. т. — IV-III тисячоліття до н.е.

Початок кам'яної доби, як і окремих її етапів, на різних територіях земної кулі не збігається в часі. Найраніше вона почалася в Африці, де вперше з'явилася людина. В Європі кам'яна доба розпочалася близько 1,5 млн. р. т.

Під час кам'яної доби було здійснено ряд відкриттів, які справили принциповий вплив на подальший розвиток людства. Наприкінці доби відбулася знаменита неолітична революція.

Кам'яну добу поділяють на три основні відтинки часу: 1) давній — палеоліт; 2) середній — мезоліт; 3) новий — неоліт. Кожний з цих відтинків у свою чергу поділяється на дрібніші в часі проміжки.

Палеоліт, або давньокам'яний період, — перший і найтриваліший у часі інтервал кам'яної доби. Датується приблизно 5,5 або 3/2,6 млн. р. т. — 10 тис. р. т. (тривалість на різних континентах була неоднаковою). Відповідно до змін у техніці виготовлення кам'яних знарядь, у фізичному типі людини та у суспільних відносинах палеоліт поділяють на ранній, середній, пізній (нижній, середній, верхній). Як еталонні, у ранньому палеоліті виділяють олдувайську (3/2,6-1,5/1,1 млн. р. т.), а також ранню, середню та пізню ашельську (1,5/1,1 млн. р. т. — 150 тис. р. т.) епохи (культури): в середньому — мустьєрську (150-40/33 тис. р. т.) епоху

(культуру): в пізньому — (40/33-10 тис. р. т.) шательперронську, оріньякську, граветтську, солютрейську, мадленську культури. Творцем олдувайської культури був *Homo habilis*, ашельської — *Homo erectus*, мустьєрської — *Homo sapiens neanderthalensis*, пізньопалеолітичної — *Homo sapiens sapiens*.

Протягом палеоліту люди опанували вогонь, пошили перший одяг, спорудили перші житла. Знаряддя виготовляли з кам'яних порід, найчастіше з кременю, шляхом простого оббивання, а в кінці епохи — ретушуванням. Ці знаряддя були примітивними і малоефективними, виробництво ледве забезпечувало мінімальні потреби існування.

Соціально-економічною суттю палеоліту було загінне полювання на стадних ссавців: мамонтів у прильодовиковому тундростепу та бізонів у трав'янистих степах на півдні. Потепління наприкінці льодовика зумовило перебудову мисливського господарства на полювання на північного оленя в тундровій та лісотундровій зонах. У палеоліті склалися найдавніші суспільства, які від людського стада розвинулися до сім'ї, роду і племені.

Духовний світ людності палеоліту залишається загадковим, вважається, що найвищим досягненням палеолітичної людини в духовній сфері були тотемічні уявлення, а основні обряди не виходили за межі мисливської магії. Магічні обрядові дії справлялися в спеціальних культових місцях або святилищах. Поховання супроводжувалися заупокійними дарами. Духовне піднесення первісних людей знайшло відображення у створених ними мистецьких виробках: різноманітних прикрасах, монументальному печерному живопису, скульптурних зображеннях тварин, а також жінок (палеолітичні Венери).

На думку деяких учених, палеоліту передував еоліт (5,5-3/2,6 млн. р. до н.е.) — період, коли людині за знаряддя правили предмети природного походження: камені, палиці, кістки тварин. Проте довести, які саме кам'яні уламки (еоліти) використовувала людина, а яких ніколи не торкалася її рука, практично неможливо. Тому про тривалість цього періоду і про його конкретний зміст щось певне сказати важко.

Найдавніша епоха раннього палеоліту дістала назву олдувай від однойменної археологічної культури (індустрії). Поширена вона була винятково в Африці. Знахідки зроблені

Л. Лікі в Олдувейській ущелині в районі озера Танганьїка. Тут у купах каміння і кісток вбачаються найдавніші стійбища, де люди ділили поміж собою їжу. Для олдувайської культури (індустрії) характерними були чоппери — грубі галькові знаряддя, в яких робочий край оббитий лише з одного боку. Галькові вироби, пов'язані з ними, одержали назву олдувайської культури, або в більш загальному виді “галькової культури”.

До раннього палеоліту належить також ашель. Назва ашельська культура походить від Сент-Ашель, околиці міста Амьен на півночі Франції). В Європі терміном “ашель” позначають індустрію ручних рубил. Ручним рубилом називають кам'яні знаряддя, утворені оббивкою заготовки з обох боків. Довжина рубил досягала 35 см і служили для рубання, різання, скобління і копання.

Найдавнішу стадію ашельської індустрії раніше називали шельською, або аббевільською (за знахідками біля міста Шель поблизу Парижа та на 45-метровій терасі р. Сомми в Аббевілі, Франція). Згодом термін “шель” визнано невдалим і замінено “ашелем”. Умовну межу між аббевілем і ашелем складає технічне нововведення в обробці кам'яних знарядь — використання для відщепів інструменту з м'якого матеріалу (дерево, кістка, ріг) замість каменя-відбійника. Ашельська культура початок свій бере також з Африки і звідти поширилась на Європу, Близький Схід і Азію.

Вдосконалена ашельська технологія поширилась переважно в Європі, тим часом як в інших регіонах продовжувала домінувати примітивна олдувайська індустрія. Це період переважання ядрищних знарядь з гальки, ручних рубил і чопперів. На європейському континенті носії ашельської культури з'явилися приблизно 1,5 млн. р. т. Гірські породи — кремій, кременистий сланець, кварцит, гірський кришталь найбільш були придатними для виготовлення ріжучого знаряддя. Кам'яні рубила, сокироподібні кліпери, скребла, різці, свердла, леза, зубила можна було збирати, зберігати, міняти. З часом ці знаряддя дали людині безпрецедентну владу над довколишнім середовищем.

Основною галуззю ашельської економіки було генералізоване полювання.

Одна з найдавніших (1 млн. р. т.) і найважливіших

пам'яток ашельсько-мустьєрського часу на території України є Королеве. Протягом тисячоліть воно зв'язувало воедино Західну і Східну Європу. Розташоване на 100-метровій терасі лівого берега ріки Тиса поблизу селища міського типу Королеве Виноградівського району Закарпатської обл. Розкопками відкрито 16 культурних шарів; 7 нижніх належать до ашельської епохи. Інвентар цих шарів характеризується знахідками чоппероподібних, рубилоподібних, скреблоподібних і виїмчастих знарядь. Верхні шари відносять до епохи мустьє. Знаряддя виготовлено з андезиту, кварциту, кременю, сланцю та обсидіану.

Мустьє епоха середнього палеоліту; час неандертальської людини і переважання знарядь праці та полювання, виготовлених з відщепів. Мустьєрська культура одержала назву за знахідками в печері Ле-Мустьє у Франції, і поширена в Європі, Азії та Африці.

Носієм культури був *Homo sapiens neanderthalensis*. В Європі віднайдено останки близько 200 неандертальців. За межами Європи місця проживання неандертальської людини зафіксовані в Ізраїлі, Іраку, Узбекистані, Марокко. Мустьєрські знаряддя були кроком вперед порівняно з більш ранніми культурами чопперів і ручних рубил. Характерний мустьєрський інвентар складають скребла, гостроконечники, ножі, пилки, свердла. Основним заняттям населення залишалось полювання, яке стало спеціалізованим. В Україні відомо близько 200 пам'яток мустьє. Вони складають кілька територіальних груп та поділяються на ряд локальних варіантів і культур.

Вважається, що в той час на територію нашої країни продовжували прибувати переселенці з Балкан і Центральної Європи, але вже відчутними були й місцеві ашельські традиції (Королеве). Мустьєрські місцезнаходження виявлені майже в усіх басейнах річок, що течуть у південному напрямку. Серед них чітко вирізняється Молодовська культура в басейні Дністра. Молодовська мустьєрська культура представлена групою пам'яток, розташованих у долині Дністра неподалік від міста Чернівці. Тут для крем'яного інвентарю характерна нова техніка розколювання (леваллуаська). Серед знарядь — різноманітні скребла, леваллуаські леза і мустьєрські гостроконечники.

На стоянці Молодове розташованій на околиці однойменного села Сокирянського району Чернівецької обл. відкрито залишки 9 різночасних поселень, зокрема 5 мустьєрського часу. У мустьєрсь-

кому шарі відкрито залишки найдавнішого з досі відомих людських жител віком понад 44 тис. років. Житло овальної форми розміром 7x10 м було обкладене по периметру великими кістками мамонта. В середині житла виявлено 15 кострищ, а також виробничі центри. Виявлені залишки наземних жител доводять існування відносно осілої в мустьєрську епоху.

Також сенсаційними стали знахідки на стоянці Молдове лопатки мамонта з орнаментальним гравіюванням та Пронятин — кістки бізона із зображенням тварини, які засвідчували про зародження в надрах мустьєрського суспільства образотворчої діяльності.

Верхній (пізній) палеоліт. Його характерною рисою стало поширення пластинчато-різцевих знарядь і поява печерного мистецтва. У верхньому палеоліті з'явився *Homo sapiens sapiens*, а наприкінці цієї епохи закінчився льодовиковий період.

За сучасними уявленнями перші пізньопалеолітичні індустрії в Євразії з'явилися 70/65 тис. р. т. в ареалі Близького Сходу та Південно-Східної Європи, включаючи українське Закарпаття. Зародження пізнього палеоліту в суміжних західно- та східноєвропейському регіонах припадає на значно пізніший час — 38/33 тис. р. т.

З появою призматичної техніки розколювання, свердління, пиляння і шліфування каменю, а також широким вживанням кістки і рогу набір знарядь розширився, а трудова діяльність спеціалізувалася. Долаючи суворі кліматичні умови останнього, вюрмського, зледеніння, люди далі освоювали техніку житлобудівництва. Основною галуззю господарства залишалось спеціалізоване полювання: істотний вклад у добування їжі вносило збиральництво, а також рибальство. Можливо, в цю епоху був одомашнений вовк. Новою рисою пізньопалеолітичного віку стало виникнення господарсько-побутових комплексів, що склалися із жител (розташованих у ряд або колом), виробничих майданчиків, ям-сховищ і відкритих вогнищ. У центрі комплексу зводили спеціальну споруду для релігійних церемоній.

Про духовну культуру можна скласти уявлення за творами мистецтва і поховальною практикою. Різноманітні жіночі зображення свідчать про розвинений культ жінки-прародительки, берегині роду, покровительки тварин.

У західноєвропейській градації пізній палеоліт поділявся на три культури (індустрії): оріньякську, солютрейську, мадленську; згодом було введено поняття перигорської культури, яка розвивалася більш-менш паралельно з оріньякською і шательперронською. Для Східної Європи періодизація пізнього палеоліту включає ранній, або оріньяко-солютрейський, і пізній, або мадленський етапи.

Кожна із перелічених культур уславилась виробництвом характерних знарядь. Так для шательперрону характерним знаряддям був "шательперронський ніж" з прямим ріжучим краєм і притупленою зігнутою спинкою; для оріньяку — кістяні наконечники з розщепленою основою. Вважають, що саме в цей час в Європі поширилися лук і стріли. На Заході в цей період з'являється печерне мистецтво. Граветт характеризується невеликими гострими пластинами із затупленим краєм і так званими граветтськими вістрями. Характерним інвентарем для солютре були листоподібні наконечники, а мадлену — кістяні гарпуни і так звані жезл начальники (виріб невідомого призначення, виготовлений з оленього рогу, з отвором у широкій частині). Мадленці уславилися своїм печерним мистецтвом (Альтаміра) та мистецтвом малих форм (Венери палеоліту).

Пізньопалеолітичним часом в Україні датуються близько 800 пам'яток, які поділяються на кілька груп та культур.

Залишки пізньопалеолітичних поселень та стійбищ розташовані в долинах річок і ярах та балках. Печерні стоянки знаходяться лише в Прикарпатті й Криму. Найбільша група багат шарових стоянок зосереджена в Дністро-Карпатському регіоні, де на основі різних варіантів місцевого мустьє розвинулася Молодовська культура, представлена групою багат шарових пам'яток на Середньому Дністрі і в басейні р. Прут. Виокремлюється 4 етапи існування культури, протягом яких послідовно розвивалася крем'яна індустрія. Характерними рисами інвентарю є вістря, пластини з ретушшю, скребки на довгих пластинах (знаряддя поступово зменшуються в розмірах).

Класичною пізньопалеолітичною культурою в Україні вважається Мізинська археологічна культура. Вона бере свій початок із схилів давньої балки в селі Мезин Чернігівської обл. На пам'ятці досліджено кілька невеликих (діаметром до 6 м)

округлих і овальних наземних жител, оточених ямами-коморами і виробничими центрами. Наметоподібні житла будувалися у доколі з круглих кісток і черепів мамонта. В середині жител знаходились внутрішні вогнища. Крем'яний інвентар налічує понад 100 тис. виробів. Серед знарядь переважають різці, скребки, проколки, вістря. Багато чудово обробленої кістки. Кістяні речі прикрашені знаменитим мізинським орнаментом, в якому вперше використано мотив меандра. З бивня мамонта виготовлені унікальні стилізовані жіночі статуетки (мізинські “жінки-птахи”). В одному з жител знайдено набір великих кісток, які вважаються першими у світі ударними музичними інструментами.

З берегів Десни цієї ж області бере свій початок Пушкарська культура, за назвою однойменного села. Тут відкрито, крім залишків наземного житла, збудованого із великих кісток мамонта, своєрідний крем'яний інвентар (вироби із затупленим краєм), який дозволив ставити запитання про окрему археологічну культуру.

Окремої уваги заслуговує пам'ятка Кам'яна Могила, яка вважається найдавнішим і найбільш насиченим святилищем Східної Європи. Великий могилоподібний пагорб, що підноситься в заплаві р. Молочної поблизу села Терпіння Мелітопольського району Запорізької області. Цей пісковиковий щит площею близько 3 га і заввишки 5 м під своїм кам'яним панциром, подібно до бджолиних стільників, містить гроти, печери тощо. Найдавнішим із праісторичних комплексів вважається Печера Артеміди, а найкраще вивченим — Грот Біка. Пам'ятка містить сотні зображень тварин, людей, магічних символів, що належать до різних епох, — від верхнього палеоліту до кінця бронзового віку. Протягом усього цього часу Кам'яна Могила була місцем культових церемоній. На думку деяких учених, у сотоподібних печерах і гротах Кам'яної Могили концентрувалася мудрість спочатку палеоевропейських мисливців і збирачів, а пізніше — індоєвропейських землеробів і скотарів. Магічні знаки були своєрідною писемністю і найдавнішим літописом, який вели жерці храму Шу-Нуна (Закону володарки), як називалася Кам'яна Могила в ті часи. Дослідники прочитують імена Гатумдуг — праматері суцього, яка очолювала пантеон богів і богинь, легендарних і міфічних правителів А-Ензу, Намтар-Думузі. Звідси, як вважають, поширилася традиція насипати кургани над останками озброєних воїнів.

Мезоліт, або середній, другий період кам'яної доби. Інша назва — епіпалеоліт.

Найраніше розпочався в Середземномор'ї і на Близькому Сході (XI-X тис. до н. е.), в межах Східної і Центральної Європи — у 2 половині IX тис. до н.е. Закінчився у різних місцях теж неодноразомно — найперше на півдні Східної Європи (середина VI тис. до н.е.). На території України мезолітичний період датується кінцем IX-V тис. до н.е. Цю епоху іноді ділять на дві: мезоліт (IX-VII тис. до н.е.) і протонейоліт.

У природі Європи це був час значних змін. Закінчилася льодовикова доба і встановився нинішній клімат. Потекли річки, розпочався ґрунтоутворний процес, формувалася сучасна флора і фауна. Прильодовикова зона розпалася на тундру, ліс і степ. Люди освоїли нові способи ведення господарства. Основою економіки стало індивідуальне полювання на копитних тварин за допомогою лука і стріли. Винахід дистанційної зброї вважається найважливішим досягненням мезолітичної людини. За допомогою таких транспортних засобів, як лижі (снігоходи), нарти, човен, мисливці освоїли нові природні зони, заселивши всі вільні території. (Взагалі люди вели рухливий спосіб життя).

У мезоліті відбулися значні зміни в матеріальному виробництві, духовному житті та соціальній структурі людства. Дальшого розвитку набула техніка обробки каменю: з'явилися мікро- і макроліти. Ймовірно, вже тоді зародилося землеробство.

У мезоліті сформувалася сучасна людська структура: парна сім'я, материнський і батьківський рід, плем'я. Виникла знать, з'явилися невольники-полонені. У мезолітичний період почала формуватися сучасна (космічна) стадія світогляду: з'явилися перші деміургічні культи, образи богів, уявлення про світ живих і світ мертвих. На відміну від попередніх часів померлих стали ховати за межами стоянок у родових могильниках. Похованих посипали червоною вохрою (символ вогню, крові, тепла). Основу мезолітичного мистецтва становили багатопігурні наскальні композиції з життя мисливців.

Вдосконалення методів полювання разом із зростанням чисельності населення підірвали ресурси природного оточення. Скорочення поголів'я промислових тварин зумовило кризу мисливського господарства. Люди стали перед проблемою переходу

до принципово нових способів одержання продуктів харчування. Мезолітичні кам'яні індустрії характеризуються поширенням мікролітів. Період закінчився з переходом до відтворюючого господарства, базованого на землеробстві і скотарстві. Цей перехід уперше відбувся на Близькому Сході, де льодовиків не було і зміна клімату не відіграла значної ролі. В Європі тривалість мезоліту зростала в міру віддаленості від близькосхідних центрів землеробства. У мезоліті Західної Європи визначають кілька культур (традицій), найважливішими з яких вважаються Азільська і Тарденаузька.

Деякі вчені виділяють між мезолітом і неолітом особливий етап — протонеоліт (6,0-5,0 тис. р до н. е.). Фінал цього етапу одержав назву безкерамічний неоліт. Вважають, що саме в протонеоліті відбулася знаменита неолітична революція, коли людство переходило від привласнювання до виробництва їжі. Можливо, вже тоді виникли перші протоміста або міста.

На території України відтворююче господарство почалося, найімовірніше, з приручення тварин — бика, свині, кози, вівці. У протонеоліті в Україні зародилося, імовірно, й землеробство (знахідки жнивних ножів, зернотерок). Появу свійських тварин на території України пояснюють контактами її мезолітичного населення з малоазійськими та балканськими сусідами, а також прийшлими мігрантами середземноморсько-передньоазійського походження. Не виключається також можливість самостійної доместикації. Існує також думка, що у пізньому палеоліті відбулося розселення палеоевропейців на Анатолію й інші території Близького Сходу, і що саме нащадки цих переселенців очолили там неолітичну революцію. Це може бути одним із пояснень, чому протонеолітичні культури охопили спочатку території Близького Сходу і Південно-Східної Європи, включаючи південну частину сучасної України.

Важливою рисою розвитку України в період мезоліту та вік протонеоліту стала поява широтної (зональної) нерівномірності: одночасні сусідні племена Півдня і Півночі прогресували в різному темпі — південні надалі розвинулися в ранньонеолітичні; північні ще довго залишалися мезолітичними. Вік протонеоліту в Україні був перехідним від привласнюючого до відтворюючого

господарства. У протонеолітичних пам'ятках наявні матеріали, що засвідчують початок доместикації тварин і, можливо, початок землеробства. Тоді ж виникли постійні поселення, з'явилися могильники й окремі поховання з прикрасами. Під час розкопок поселень виявлено сліди первісного ремесла, не пов'язаного з товарним виробництвом. Численні дані засвідчують розвиток торгівлі у вигляді простого обміну або експедицій за певним матеріалом, наприклад, обсидіаном.

Область протонеоліту охопила район від Пруту до Дону й від Чорного та Азовського морів до Надпоріжжя. До протонеолітичного віку належать пам'ятки Кукрецької і Гребениківської археологічних культур. За Гребениківської культури з'явилися геометричні мікроліти, представлені симетричними трапеціями. У цей час відбувалися серйозні зрушення, які привели до формування відтворюючого господарства.

Кукрецька культура характерна тим, що житла переважно споруджувалися наземні, з конічною поверхнею із нахилених дерев'яних жердин, перевитих лозою та перекритих очеретом. Вважається, що землеробство вперше поширилось приблизно 10 тис. р. т. всередині і неподалік від так званого "півмісяця родючості", який охоплює Єгипет, Сирію, Туреччину, Ірак та Іран. Тут перші землероби вирощували пшеницю, ячмінь, сочевицю, горох. До інших основних районів, де зародилося землеробство, належать Китай, де приблизно 7 тис. р. т. почали вирощувати рис, просо, сою, та Мезоамерику, де 5 тис. р. т. стали культивувати кукурудзу, квасолю, гарбузи, перець. Ділянка родючої землі могла прогодувати значно більше землеробів, ніж мисливців чи збирачів. Тому в землеробських районах населення зростало. Разом з переселенням народів землеробські знання і навички поширювалися в інші регіони.

Неоліт — новий період кам'яної доби. У країнах Стародавнього Сходу розпочався у 8000/7000 (5000/4400)-2800/2750 років до нової ери. До останньої третини цього періоду відносять мідний вік (Енеоліт), (3300-2800/2750 р. до н. е.). Характеризується великими зрушеннями у розвитку економіки і соціальних відносин. Найважливішим у виробничій діяльності стало приручення тварин і розширення землеробства, що дало

поштовх до переходу людства від привласнюючого господарства до відтворюючого. З'явилися нові прийоми обробки каменю: розпилювання, шліфування, свердління. Виникло прядіння й ткацтво. Значним досягненням стала кераміка — виготовлення глиняного посуду, орнаментованого візерунками й розмальованого фарбами. Ці перетворення називають неолітичною революцією, маючи на увазі, що виникнення відтворюючих форм господарства було своєрідним революційним переворотом в економічному, суспільному і культурному житті.

Неолітичне суспільство було осілим і немілітаризованим (мирним). Поширення набув культ родючості. З ним пов'язані статуетки і наскельні зображення жінок, а також тварин. Посилилася віра в потойбічне життя не лише тілесної людини, а й душі (часткові чи повні трупоспалення). Нові релігійно-міфологічні уявлення виражали символічні знаки: хрест, спіраль, трикутник, ромб, свастика. Серед людей переважала рівність, але поява в окремих похованнях таких символів, як кам'яні булави, вказує на зародження владних структур.

У тих частинах земної кулі, де відбулися неолітичні революції, розвиток людського суспільства пішов далеко вперед і зберігав свої переваги протягом тисячоліть; на інших територіях розвивалися примітивні суспільства, більше того, навіть у наш час на Землі живуть люди, для яких неоліт ще не настав.

Неоліт — період, протягом якого люди перейшли до виробництва їжі шляхом вирощування рослин і domestikації тварин, хоча основним матеріалом для знарядь, як і раніше, залишався камінь. Характерною ознакою періоду є поява кераміки, але в багатьох місцях вона вироблялася вже в мезолітичних культурах, тоді як ряд груп безкерамічного неоліту не був з нею знайомий. Найправильніше при віднесенні культури до неоліту виходити з наявності відтворюючого господарства. Значення цього кроку важко переоцінити: він дозволив людству перейти до осілого способу життя, обумовив зростання добробуту, стимулював торгівлю. Нові джерела їжі сприяли збільшенню населення і спеціалізації ремесла. Таким чином, були створені передумови для подальшого поступу.

Неолітичні культури виникали, вірогідно, незалежно одна від одної в різних місцях і в різний час. Найперші неолітичні

спільноти склалися на Близькому Сході. Там неолітичний період тривав протягом VIII-VII тис. до н. е. В Європі неолітичні культури з'явилися в VI-V тис. до н. е., а на деяких північних територіях — лише в IV-III тис. до н. е. В Євразійському регіоні чітко вирізняється дві зони культур — південна — землеробсько-скотарська, і північна — мисливсько-рибальська. Відміни між цими зонами зберігалися і в мідному віці.

Мідний (енеоліт, мідно-кам'яний) вік, вважають перехідним періодом від каменю до металу. Він має ще й іншу назву — халколіт. Терміни “енеоліт” або “халколіт” вважають більш вдалим, бо вони передбачають використання як міді, так і каменю, (камінь застосовувався поряд з бронзою і в більш пізній час).

Відповідно мідний вік — означає час, коли мідь була головним матеріалом для виготовлення основних знарядь і зброї. Виокремлення цього віку пов'язане з певними труднощами, оскільки мідь у чистому вигляді трапляється досить рідко, і тому люди швидко починають проводити експерименти з одержання сплавів. У багатьох районах, особливо в Європі і Азії, період, коли у вжиток входить мідь, виокремлюється між неолітом і бронзовим віком. В Азії мідний вік відповідає зародженню цивілізації. У країнах Стародавнього Сходу він розпочався у IV тисячолітті до н.е. (окремі мідні вироби, знайдені тут, належать до середини VI і навіть кінця VIII тисячоліття до н.е.). В Європі в цей час відбувалися великі переміщення племен і, можливо, з'явилися індоєвропейці. В енеоліті люди опанували перші метали: мідь, срібло, золото, з яких виготовляли знаряддя праці, зброю, прикраси. Метал спершу кували із самородної міді, згодом навчилися плавити з руди, яку добували в копальнях.

Перші дослідження з використання самородної міді, а згодом і з металургійною плавкою мідних мінералів зафіксовані ще у VIII-VII тис. до н.е., але воно тоді було ще дуже обмеженим, аж до IV тис. до н.е. Найбільшого розвитку гірництво і металургія набули в Балкано-Карпатському регіоні, де вже у V тис. до н.е. відбувся справжній “металургійний вибух”. Зафіксовано величезні мідні копальні, а також сотні відлитої мідних знарядь: сокир, сокир-молотів, доліт, тесел. Однак в середині IV тис. до н.е. тут відбувся катастрофічний занепад мідного виробництва.

Економіка мідного віку носила землеробсько-скотарський характер. Відбувався перехід від мотичного до орного землеробства

із застосуванням рала чи сохи і тяглової сили волів. З'явився колісний транспорт — дерев'яні двоколісні гарби, в які запрягали биків. У цей час розпочався перший великий суспільний поділ праці між пастушими (скотарськими) і землеробськими племенами. Деякі домашні виробництва (ткацтво, гончарство) виокремилися в самостійні ремесла поряд з металургією і металообробкою. Це час лійчастого посуду і кулястих амфор. Широкого розвитку набули обмін і мінова торгівля.

Одна з найблисучіших землеробських цивілізацій мідного віку представлена всесвітньовідомою Трипільською культурою IV-III тис. до н.е. з центром на Правобережній Україні. Ймовірно, трипільська цивілізація стимулювала формування на території України знаменитої індоєвропейської спільноти. Звідси індоєвропейці-арії в мідному віці і наступному, бронзовому періоді, розселилися на просторах Євразії.

У сприятливих умовах степів і лісостепів розвинулося скотарство. Людям уже були відомі всі види нинішніх домашніх тварин. Пересування слідом за стадами корів та овець у пошуках пасовиськ стимулювало винайдення колеса й колісниць, а також приручення коня і використання його для верхової їзди. Ці відкриття були досягненням всесвітнього значення. Зроблені вони були в середовищі енеолітичних племен українського Придніпров'я і Причорномор'я. Серед скотарів уперше виділилися групи кінних воїнів, які здійснювали далекі походи. Вершник з бойовим молотом, булавою чи скіпетром являв собою в ті часи небачену і непереможну силу. Очевидно, саме ці перші кіннотники породили міфи про напівлюдей-напівконеїв (кентаврів).

Боротьба за пасовиська із сусідами милітаризувала суспільство. Зводяться перші укріплені городища-фортеці. Поширюються культу бога-пастуха і воїна, бойової колісниць, зброї, коня, сонця-колеса, вогню.

Наприкінці неоліту в Європі з'являються мегалітичні споруди загадкового призначення: менгіри, дольмени, кромлехи. Дехто пов'язує їх з діяльністю космічних прибульців.

Мегаліти — велетенські поставлені вертикально кам'яні стовпи (менгіри), круги з великих кам'яних брил (кромлехи), своєрідні кам'яні хатини (дольмени), що за формою нагадують шпаківні. В епоху раннього металу зведення подібних споруд продовжувалося.

Мегаліти зустрічаються повсюди, проте найбільше їх вияв-

лено на Британських островах і у Франції. Розміри й вага більшості мегалітів вражаючі: кам'яний стовп Локмаріакор (Франція) важить щонайменше 330 тонн, а у висоту сягає 23 м. Найвідоміша алея менгірів (кілометрові ряди стовпів) у Карнаку (Морбіган, Франція) налічує 3000 кам'яних стовпів, об'єднаних у три групи: кожна складається із 10-13 рядів, які закінчуються біля півкругів вертикально поставлених каменів. На багатьох менгірах вирізані чашевидні знаки або схематичні зображення людської фігури (напевне, матері-землі, чи підземної богині смерті і, можливо, родючості). Під час розкопок мегалітів поруч з ними знайдені давні поховання, в деяких дольменах — кістки людей і тварин, кам'яні й бронзові предмети. Висунуті “культова”, “археоастрономічна”, “акустична”, “гравітаційна” гіпотези не вичерпують таємниць цих дивних кам'яних споруд. Навіщо і ким вони споруджувалися — невідомо. Найзагадковішою підземною мегалітичною спорудою є триповерховий кам'яний гіпогеум (підземне приміщення) під храмом Тарксієн на Мальті. Монолітні перекриття без швів височіють над кам'яною підлогою, і виконані вони з того ж каменю, що й підлога. Особливим видом ритуальних пам'яток, що зустрічаються тільки на Британських островах, є генджі — округлі простори від 45,7 до 518,16 м у поперечнику, обмежені ровом, із зовнішнього боку якого насипаний вал з одним або двома входами в земляних спорудах. Додатковими рисами генджів є поховання, ями, стовпи, круги із вертикально поставлених каменів. Унікальним в архітектурному плані є англійський Стоунгендж, оточений цілим комплексом курганних могильників і ритуальних пам'яток.

Одночасно зі стабілізацією племінної організації відбувається соціальне і майнове розшарування населення — виділяється родо-племінна знать, вожді і повелителі. З'являються багаті поховання і скарби.

Суспільна організація первісності пройшла у своєму розвитку ряд етапів (табл. 4.4; 4.5). Для порівняння одночасно наводимо синхронізацію історичної періодизації первісної історії запропоновану Станко В.Н., Гладких М.І., Середою С.П., 1999 (табл.4.6).

Суспільна організація первісності
(за О.А. Білоусько, 2002)

Таблиця 4.4.

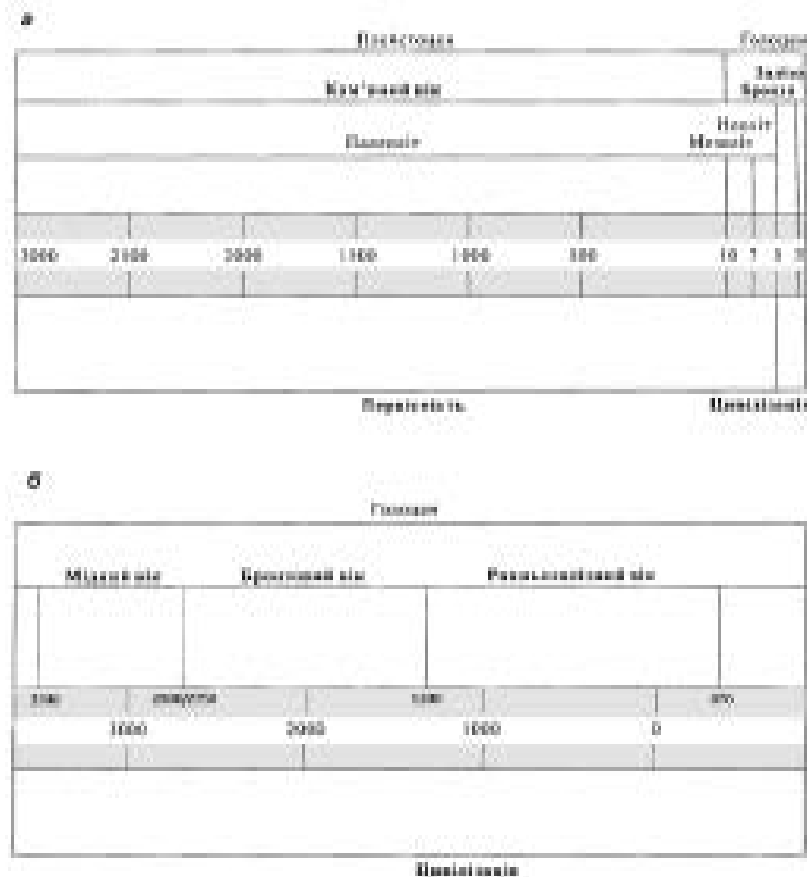


Відповідно до таблиць 4.4; 4.5 архантропи і палеоантропи жили в прасуспільстві, яке прийнято називати людським стадом (інколи зустрічається назва прагромада). За археологічною періодизацією – це ранній палеоліт. На рубежі раннього і пізнього палеоліту неолантропи сформували готове суспільство. У розвитку цього останнього виділяють дві стадії: 1) стадія ранньої родової громади (первісної комуні); 2) стадія пізньої родової громади.

На першій стадії люди вели привласнююче господарство. Основними способами добування засобів до життя були збиральництво і полювання, до яких пізніше додалося рибальство. Рівень розвитку продуктивних сил був дуже низьким і ледве забезпечував фізичне існування членів суспільства, додатковий продукт був зовсім незначним. У цих умовах об'єктивною необхідністю було існування колективної власності на засоби виробництва і предмети споживання, передусім на їжу. Харчі

розподілялися між усіма членами колективу за зрівняльним принципом (не плутати з розподілом порівну) – кожен мав право на частку продукту виключно в силу належності до колективу, а розмір самої частки залежав від обсягу одержаного продукту і від потреб конкретного індивіда (дорослі одержували більше, ніж старі і діти, а чоловіки більше, ніж жінки). В умовах панування колективної власності праця членів колективу носила суспільний характер незалежно від того, чи вони діяли разом, чи поодиночі.

Таблиця 4.5.



Від первісності до цивілізації: а) кам'яний вік у тис. років тому (у нашому трактуванні кам'яна доба); б) епоха металів (у нашому трактуванні доба металу): бронзовий і залізний віки (у роках). (За О.А. Білоусько, 2002).

Таблиця 4.6.

Синхронізація історичної періодизації первісної історії

Історичні епохи		Археологічні епохи	Антропологічні епохи
праобщина (первісне стадо)		олдувай, ашель, мустьє (?)	людина вміла архантропи палеонтропи
первісна община	ранньопервісна община	мустьє (?), пізній палеоліт, мезоліт	палеонтропи (?)
	пізньопервісна община	іаііє³ò âіâіє³ò (?),	
епоха політогенезу		енеоліт (?), брон- зовий вік, ранній залізний вік	неонтропи

Пропонується В.Н. Станко, М.І. Гладких, С.П. Середю, 1999.

Але рід не міг існувати поза зв'язками з іншим родом, і виникла дуально-родова організація — два пов'язані взаємними шлюбними відносинами роди. Пізніше поряд з груповим шлюбом виник парний, а разом з ним — парна сім'я. Розміри колективів на стадії ранньої родової громади не перевищували кількох десятків людей. Кожен колектив являв собою самостійний соціальний організм. Особливі органи влади всередині колективу не існували. Чоловіки й жінки були рівноправні. Окремі люди могли користуватися значним впливом, який базувався виключно на їхніх особистих якостях. Єдиним регулятором поведінки людей була воля колективу (первісна мораль), яка знаходила вираз у громадській думці і закріплювалася у звичаях і традиціях.

Розвиток продуктивних сил і зростання додаткового продукту з часом викликали зміни в розподілі, який став трудовим (паралельно довго зберігав свою дію зрівняльний розподіл). Відповідно виникли нові системи розподілу — так звана престижна економіка. Встановлення трудового способу розподілу мало своїм наслідком появу приватної власності, зростання ролі сім'ї як економічного осередку і виникнення майнової нерівності між сім'ями і окремими індивідами. У цей час відбувається перехід до пізньої родової громади. Розміри колективів зростають,

окремі налічують кількості людей. Структура громад набирає ієрархічного характеру. У їхньому складі виокремлюються особливі посадові особи — старійшини, вожді.

Завершення переходу до пізньої родової громади відбулося в епоху неолітичної революції, коли люди освоїли відтворююче господарство. Виникнення землеробства і скотарства забезпечило регулярне виробництво додаткового продукту і уможливило появу класів і держави. Громада поступово трансформувалася в систему відосблених домогосподарств, перетворившись із родової на сусідську.

Парна сім'я трансформувалася в моногамну (цей процес був опосередкований виникненням великої патріархальної сім'ї). Виокремлення ремесла сприяло розвитку товарообміну, що у свою чергу поглибило майнову і соціальну нерівність. З'явилися різні форми експлуатації: кабала, рабство. Зародилися й загострилися соціальні протиріччя. Процес становлення класів і держав прискорювали війни, які велися з метою грабунку й установлення данницьких відносин. Розміри соціальних об'єднань незмірно зросли, деякі включали десятки і сотні тисяч людей. Громади із самостійних соціальних одиниць перетворювалися в складові перших держав.

З кінця мідного віку починається другий етап історії розвитку людства на Землі (доба металу). Ранній відрізок в часі доби відомий під назвою віку бронзи. Тривав у часі від 2800/2750 до 1200 року до нової ери. Він характеризувався використанням знарядь зі сплаву міді та олова (10-15%) та інших металів, таких як свинець, цинк, миш'як тощо. Виплавка велась при температурах 700-900°C. За нього далі розвивається тваринництво, яке знаходиться, як і металургія, в руках чоловіків. З бронзовим віком пов'язують вчені появу древніх слав'ян (II тис. до н. е.).

За 1200 років до нової ери почався залізний вік, з яким пов'язується ще більше прискорений розвиток людської культури з трьох останніх тисячоліть. Він триває і сьогодні. Найдавніший відрізок часу в ньому називається ранньозалізним і тривав він до 476 року нової ери. Це час існування на території України племен кіммерійців, скіфів і сарматів. З широким розвитком конярства, починаючи від VI ст. до н. е., у IV столітті нової ери

складається новий тип залізної зброї. У VI-II ст. до н. е. на узбережжі Чорного моря в межах України з'являються перші античні міста-держави типу Боспор, Херсонес та інших. Протягом VI-VII століть відбувається процес розвитку загальнослав'янської мови і поділ слов'ян на східних, західних і південних. На основі розвитку феодальних відносин у слов'янських племен у VI-IX століттях відбувається процес утворення держави. Так у південних слов'ян виникла Болгарська держава, у західних – Великоморавська (сьогодні Польща і Словачія), а у східних спочатку формуються союзи племен (державних утворень під назвою племінних князівств). На основі останніх у IX столітті утворилась давньоруська держава – Київська Русь. З часів Київської Русі і до наших днів людське суспільство весь час безперервно продовжувало розвиватись, досягаючи все нові горизонти в науці, техніці, у забезпеченні своїх матеріальних і інтелектуальних благ, у пізнанні всього навколишнього і у спробах керувати окремими природними процесами тощо. Так у зв'язку з епохальними відкриттями, зробленими людиною лише в другій половині минулого століття, його розбивають на три етапи, хронологічні одиниці: зокрема 1945 рік вважається початком атомного віку; 1957 рік – початком космічного віку; кінець другого тисячоліття – початком ноосферного майбуття.

4.5. Регіональні стратиграфічні схеми антропогену і загальна стратиграфічна шкала

Існуючі стратиграфічні схеми четвертинного періоду, незважаючи на своє дрібне ділення, все-таки бувають часто недостатньо детальними для вирішення практичних питань. Необхідність більш докладного розподілу четвертинних відкладів привела до виникнення цілого ряду місцевих стратиграфічних схем, охоплюючих різні за площею регіони. Декотрі з них досить подібні між собою, проте в результаті вказаних вище особливостей континентальних відкладів вони не цілком надійно порівнюються, що особливо відноситься до середньочетвертинних і, головне, до нижньочетвертинних відкладів.

Необхідність виділення місцевих кліматостратиграфічних схем пояснюється насамперед неповнотою стратиграфічного літопису в континентальних відкладах. Внаслідок цього досить важко встано-

вити, якому саме із зледенінь відповідає той або інший горизонт морен. Крім того можливе явище метакронності зледенінь, обумовлене особливим узгодженням фізико-географічних умов у даному регіоні. Прикладом такого роду розбіжності в часі зледеніння служить Гренландія, де в голоцені льодовиковий покрив продовжує поширюватися майже до 60-ї паралелі, як це було в Європі 12 тис. років тому. Особливо ймовірна метакронність зледенінь у гірських країнах, де виникнення льоду може бути обумовлене тектонічними підняттями.

Із існуючих регіональних схем найбільш поширеними у нас були стратиграфічні схеми четвертинних відкладів, розроблені для Альп і для Європейської частини колишнього Радянського Союзу (тобто Східної Європи), які показані в таблиці 4.1. Нижче розглянемо окремо деякі питання обґрунтування і співставлення вказаних регіональних схем антропогену.

Як уже згадувалось раніше, похолодання на планеті розпочалось ще в другій половині неогену (пліоцені), але про відклади давніх льодовиків є дуже бідні дані через те, що території їх поширення багаторазово перекривались більш молодими зледеніннями.

Вчені в Альпах одним із найбільш ранніх таких зледенінь вважають зледеніння бібер, яке мало місце 2,5-2,2 млн. років тому. У Східній Європі з ним співставляють чистопольський горизонт.

Пізніше, приблизно протягом 400 тис. років тривало міжльодовіків'я бібер-дунай. На Сході Європи одноіковим з ним вважають південноруський горизонт.

В еоплейстоцені (1,8 млн. – 780 тис. років тому) (зараз схильні вважати його не неогеном, а уже антропогеном, як низи нижнього плестоцену) в Альпах мали місце два зледеніння: дунай і гюнц, які розділяло міжльодовіків'я дунай-гюнц. У колишньому Союзі в низах еоплейстоцену виділяють домашкінський льодовиковий горизонт, який змінюється бошерницьким міжльодовиковим. Після останнього наступило нове зледеніння від якого залишились відклади жеваховського горизонту. Останні два горизонти об'єднуються у скіфський надгоризонт. Описані три горизонти еоплейстоцену Сходу Європи співставляються з

дунайським зледенінням. З гюнцом Альп співставляють морозовський льодовиковий горизонт, а з міжльодвіків'ям дунай-гюнц — ногайський горизонт. Якщо ув'язувати розглянуті горизонти з фауністичними комплексами, то з морозовським і ногайським горизонтами пов'язаний Таманський комплекс фауни; з жеваховським, бошерницьким, домашкінським — одеський комплекс; з південноруським, чистопольським — хандровський комплекс; з веселовським — молдавський фауністичний комплекс.

Нижній плейстоцен характеризується тираспольським фауністичним комплексом, який виник 750-800 тис. років тому. У Східній Європі в ньому виділяються чотири горизонти, котрі відрізняються між собою за фауною молюск та гризунів і за палеокліматичними ознаками. Три нижніх горизонти об'єднані в дністровський надгоризонт, а верхній відповідає окському зледенінню. Крім того, найнижчий горизонт — михайлівський, відносять до палеомагнітної епохи Матуяма, а кровля його відповідає початку епохи прямої намагніченості Брюнес. Дністровський надгоризонт співставляється з гюнц-мінделем, а окський горизонт — з мінделем Альп.

Відповідно до сучасних поглядів вище згаданий еоплейстоцен і нижній плейстоцен, вказані вище, слід об'єднувати у нижній плейстоцен, розширюючи границі останнього, у зв'язку з тим, що нижня межа четвертинної системи зараз опускається до 2.0 і більше млн. років (табл. 3.2; 4.2).

Стратиграфія середнього і верхнього плейстоцену ґрунтується на кліматостратиграфічному принципі. Середній плейстоцен за схемою Східної Європи включає чотири горизонти і починається з ліхвінського міжльодовикового горизонту. Співставляється він з міндель-рисом в Альпах. Характеризується сінгальським фауністичним комплексом, який виник близько 380 тис. років тому. Далі слідує дніпровський льодовиковий горизонт, одинцовське міжльодовіків'я і московський льодовиковий горизонт, об'єднані в середноруський надгоризонт. За співставленням із відкладами Альп їх слід паралелізувати відповідно з рис 1, рис 1- рис 2 і рис 2.

Дніпровському горизонту відповідає хазарський фауністичний комплекс. З одинцовського часу з'являється ранній мамонтовий підкомплекс.

Верхній плейстоцен згідно Східно-Європейської стратиграфічної схеми складається також з чотирьох горизонтів. Накопичення нижнього микулінського горизонту розпочалось 130-120 тис. років тому. У Західній Європі він відповідає рис-вюрмському міжльодовіків'ю. Вищезалягаючі відклади об'єднуються у валдайський надгоризонт, який включає калінінський і осташковський льодовикові горизонти і розділяючим їх мологосексінським міжльодовіків'ям.

В Альпах валдайському надгоризонту відповідають зледеніння вюрму. Микулінські і валдайські відклади характеризуються фауною середньої і пізньої фаз мамонтового комплексу.

Сучасні відклади останніх 10 тис. років співставляються чисто умовно через те, що навіть у межах Східної Європи існують дуже різні уявлення про вік і число наявних серед них моренних горизонтів.

Контрольні запитання

1. За якими трьома головними напрямками прийнято проводити дослідження четвертинних відкладів?
2. Які методи досліджень належать до геологічних методів?
3. Що вивчають мінералого-літологічні методи?
4. Валунний метод і валунні глини.
5. Відмінні особливості між суглинками і супісками.
6. Методи послідовності нашарувань, структурно-текстурний та тектонічний.
7. Геоморфологічні методи вивчення четвертинних відкладів.
8. Геофізичні методи в четвертинній геології.
9. Палеофауністичні методи дослідження в четвертинній геології.
10. Використання палеофлористики (палінологічного, карпологічного, діатомового методів) при вивченні четвертинних осадків.
11. Археологічні методи на службі четвертинної геології.
12. Кліматичні (палеопедологічний, палеокріологічний, палеотемпературний) методи вивчення відкладів четвертинної системи.
13. Геохронометричні (радіологічні, фізико-хімічні, фізичні) методи вивчення абсолютного віку четвертинних відкладів.
14. Варвохронологічний (стрічкових глин) та дендрохронологічний методи у вивченні віку четвертинних утворень.
15. Принципи стратиграфічного поділу четвертинних відкладів.
16. Стратиграфічні і геохронологічні підрозділи четвертинної системи.

17. Проблеми щодо нижньої границі антропогену.
18. Чому існують регіональні стратиграфічні схеми четвертинних відкладів, характерні для певних територій, а немає узагальненої єдиної.
19. Які основні етапи в розвитку флори відбувалися протягом четвертинного періоду?
20. Палеонтологічне обґрунтування стратиграфії континентальних четвертинних відкладів.
21. Які фауністичні комплекси були встановлені серед порід верхів неогену та антропогену, і які проміжки в часі вони охоплювали?
22. Археологічні основи в розчленуванні осадків антропогену.
23. Етапи розвитку людського суспільства і його культури.
24. Яка прийнята загальна стратиграфічна шкала поділу четвертинної системи і як вона пов'язується з регіональною стратиграфічною схемою поділу четвертинних відкладів Альп та Східної Європи?

5. ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

У теперішній час більшістю дослідників виділяються такі основні генетичні типи четвертинних відкладів на континентах: елювальні, делювіальні, колювіальні (гравітаційні), алювіальні (річкові і інших текучих поверхневих вод), пролювіальні (тимчасових потоків), озерні, болотні (торфовища), еолові, хімічні (солончаки, вапнякові туфи тощо), льодовикові (моренні), флювіогляціальні (водно-льодовикові), озерно-льодовикові, вулканогенні і техногенні (антропогенні).

У природі нерідко зустрічаються відклади змішаного типу, тому до перерахованих основних типів відкладів необхідно додати: елювіально-делювіальні, алювіально-делювіальні, алювіально-пролювіальні, делювіально-пролювіальні, озерно-алювіальні й дельтові.

Більшість типів відкладів, що виникли в процесі денудації суші, звичайно мають закономірну приуроченість до певних елементів рельєфу, таких як поверхні вододілів або межиріч, схилів поверхні, днища річкових долин тощо. На поверхнях вододілів переважають процеси вивітрювання, що руйнують і перетворюють корінні породи на місці в четвертинні. На схилах відбувається зсув продуктів вивітрювання в напрямку до долин. Останні є основними зонами переносу рихлих четвертинних осадків і відкладення їх на шляху до морського або озерного басейну. Однак, крім водного переносу, до якого в основному належить ця спрощена схема, існують ще інші фактори транспортування, які відрізняються від зазначеної закономірності і не залежать від рельєфу. Такими є льодовикові та еолові процеси, що відіграють значну роль у формуванні особливих фізико-географічних умов. Поза всякою залежністю від рельєфу в різних фізико-географічних умовах утворюються четвертинні вулканогенні відклади, пов'язані, однак, у своєму поширенні з певними структурно-геологічними зонами.

Крім водних, льодовикових, еолових і вулканогенних процесів в утворенні четвертинного покриву помітну роль відіграють біологічні процеси. Особливе значення вони мають при тор-

фоутворенні і ґрунтоутворенні. Біологічні процеси проявляють природну, досить тісну залежність з фізико-географічними (кліматичними) умовами та з рельєфом.

На окрему увагу заслуговують четвертинні відклади, утворення яких пов'язане з басейнами морів і океанів.

Оскільки генетичні типи відкладів становлять основу геологічного картування четвертинних відкладів, опишемо їхню характеристику в першу чергу для континентальних утворень, а, відтак, окремо розглянемо умови їх формування та накопичення в межах акваторій морів і океанів. Розгляд особливостей різних генетичних типів відкладів будемо проводити, дотримуючись послідовності природного формування і міграції речовин у процесі утворення четвертинних відкладів.

5.1. Тип елювіальних відкладів

Під елювієм, як відомо, розуміють рихлі уламкові породи, котрі утворюються в результаті нагромадження на місці (in situ) продуктів фізичного та хімічного розкладання (вивітрювання) корінних гірських порід, що складають поверхню суші. Сукупність елювіальних утворень ще називають корою вивітрювання.

Елювій розрізняють термофракційний, криогенний і хемогенний.

Термофракційний елювій пов'язаний з вивітрюванням корінних дочетвертинних порід в аридних (районах із сухим кліматом, де випаровування значно перевищує величину річних опадів) і семіаридних (посушлива територія, на якій періодично настає посуха, що властиве степу і лісостепу, а також пустелям помірних широт) зонах.

Криогенний елювій властивий морозному вивітрюванню і обстановці полярного й нивального (знаходиться в зоні вічних снігів на материках і вище снігової лінії в горах) клімату. Вони відрізняються грубоуламковим складом (переважно щебінь, жорства, брилові нагромадження з невеликою кількістю піщано-алевритового матеріалу) та невеликою (1-3 м) потужністю.

Хемогенний елювій утворюється при хімічному вивітрюванні в умовах вологого теплого клімату (сіалітний елювій), представлений глинистими утвореннями (каолінітом та іншими глинистими мінералами) потужністю до декількох десятків метрів;

в умовах вологого жаркого клімату формується алітний (з гідратів глинозему) елювій, представлений переважно гідроксидами алюмінію і заліза.

За механічним складом елювіальні утворення бувають досить різноманітні — від крупних (до декількох кубічних метрів) брил до суглинків і глин. Колір, петрографічний і хімічний склад елювію також досить перемінні й перебувають у прямій залежності від характеру підстилаючих корінних порід. Тісний зв'язок з останніми є однією з основних ознак, що дозволяють вирішити питання про походження елювіальних утворень у польових умовах.

Іншими ознаками можуть бути: ребриста форма уламків; відсутність відсортованого матеріалу (шаруватості й т.п.); поступовий перехід у корінні породи.

Приуроченість до вирівняних поверхонь вододілів також допомагає відрізнити елювіальні утворення від подібних за характером інших відкладів. Однак ця ознака відноситься головним чином до молодого сучасного елювію. Древні ж елювіальні утворення в результаті перебудови рельєфу можуть виявитися перекритими відкладами іншого походження (генезису) — алювієм, мореною і т.п. Визначення походження такого захороненого елювію складає вже більш значні труднощі. Проте вивчення древнього елювію надзвичайно важливе, по-перше, у зв'язку з можливою приуроченістю до них цінних корисних копалин, по-друге, в цілях вияснення палеогеографічних умов, стратиграфічних співвідношень й історії розвитку рельєфу.

Особливе стратиграфічне і палеогеографічне значення має захоронений елювій, коли з ним пов'язані ґрунти, що є, за справедливим зауваженням Е.В. Шанцера (1950), "для геолога одним з найбільш надійних індикаторів фізико-географічного середовища".

Як приклад відзначимо захоронені ґрунтові горизонти чорноземного типу із сучасними й іншими характерними ознаками степового ґрунтоутворення, виявлені в товщі лесів, що займають значні площі на півдні Європейської частини України і Росії. Вивчення захоронених ґрунтів дозволило провести стратиграфічне розчленування лесової товщі і відновити фізико-географічні умови їхнього утворення.

Таке ж значення мають захоронені гумусові горизонти і для стратиграфічного розчленовування інших четвертинних відкладів, зокрема делювію, вказуючи на перериви в осадконакопиченні, пов'язаному зі зміною палеогеографічних умов.

Великий практичний інтерес представляють потужні багат шарові товщі древнього елювію, що одержали назву “кори вивітрювання” у вузькому розумінні. Утворення такої товщі могло відбуватися при особливо сприятливих кліматичних умовах і в обстановці стійкого, що мало змінюється, рельєфу. Теплий і вологий субтропічний і тропічний клімат, при якому відбувалося утворення потужної кори вивітрювання на Уралі та в інших районах, характерні для мезозою та палеогенового і неогенового періодів. Похолодання, яке наступило в пліоцені, часті кліматичні коливання, що супроводжувалися значними новітніми тектонічними рухами, не сприяли нагромадженню потужної кори вивітрювання четвертинного віку навіть і в позальодовикових областях.

Запитання для самоконтролю

1. Що собою представляє елювіальний генетичний тип четвертинних відкладів?
2. Термофракційний елювій.
3. Кріогенний елювій.
4. Хемогенний елювій.

5.2. Тип колювіальних відкладів

Колювіальний (схилувий) ряд відкладів характеризується тим, що головним фактором їх утворення є гравітаційні сили, які викликають переміщення маси осадків вниз по схилах. Отже, коли основною рушійною силою є сила тяжіння і зміщення матеріалу по схилу та накопичення його відбувається в підніжжі підняття, то такі відклади називають гравітаційними або колювіальними. За ознаками динаміки зміщення матеріалу їх поділяють на групу колювію обрушення (входять обвальні і обсипні накопичення) та групу колювію сповзання (входять зсувні та соліфлюкційні накопичення).

Обвальні нагромадження — це несортвані за розмірами переважно щебнисто-брилові відклади біля підніжжя крутих гірських схилів, що утворюються при епізодичних обвалах,

які проявляються у вигляді крупних блоків скальних порід. При катастрофічних обвалах об'єм залучених в обвалення порід досягає багатьох мільйонів кубічних метрів. Обвальні накопичення звичайно не викликають сумніву у визначенні їх походження і границь розповсюдження. Головною ознакою при цьому, крім геоморфологічних співвідношень, є ідентичність відкладів уламкового матеріалу, що обрушився, з корінними породами найближчого схилу, скального виступу. Та ж ознака дозволяє відрізнити обвальні нагромадження, що перегороджують іноді долини в горах у вигляді валоподібних нагромаджень, від валів древніх кінцевих морен. У складі останніх завжди можна виявити уламки порід, інших ніж на прилягаючих схилах, а принесених льодовиком з верхів'їв долини.

Обсипні нагромадження являють собою маси брил і щебеню, що поступово відділяються від скальних гірських порід схилу, в міру розвитку фізичного вивітрювання і обсипаються вниз по схилу під дією гравітації. Ці відклади, як і обвальні, найбільш широко розвинуті в гірських країнах, особливо в зонах аридного і семіаридного клімату.

Зсувні нагромадження формуються при ковзанні крупних блоків (блокові зсуви) або зруйнованих мас (поточні зсуви) гірських порід вздовж виникаючих у масиві схилу розривних поверхонь. Зсуви, характерні для гірських районів, виникають серед відкладів складених товщами типу флішу або глинистих сланців. На рівнинних ділянках зсуви виникають на крутих високих схилах річкових долин, складених піщано-глинистими породами, і тяжіють до областей гумідного (випадаючі опади перевищують об'єми вологи, що випаровує протягом року) клімату. Зсувні відклади також порівняно легко визначаються за зв'язком матеріалу з відкладами схилу, хоча цей зв'язок нерідко затушовується сильною перетертістю і перемішуванням порід. Останнє особливо характерне для зсувних мас, що пройшли значну відстань від місця відриву.

Значну допомогу при встановленні генезису зсувних відкладів надає специфічний зсувний рельєф схилу, який проявляється в неправильній горбистості, ступінчастості, появі “п'яного лісу” і т.п.

Соліфлюкційні нагромадження — це різноманітні за складом

(від глин та суглинків до щебеню і брилових скупчень, залежно від того, які породи складають гірські схили) несортовані відклади потужністю від 1-2 м до декількох десятків метрів, що утворюються при повільному зміщенні перезволоженого рихлого матеріалу на схилах. Вони характерні для областей розвитку вічної мерзлоти, а також вологого екваторіального клімату. У районах розвитку вічної мерзлоти останні, на відміну від обвалів, осипів та зсувів, можуть бути приурочені не тільки до крутих, але й до похилих (до 3 і навіть 2°) схилів. Переміщення рихлих мас при таких малих ухилах обумовлене не тільки силою тяжіння, що одна не могла б здолати в цьому випадку сили зчеплення й тертя. Цьому сприяє ряд інших факторів, діючих в умовах вічної мерзлоти: насичення надмерзлотного, “діючого” шару талими й дощовими водами; зміни об’єму при частих чергуваннях замерзання й відтавання, набухання і стискання колоїдів; зменшення тертя при ковзанні по мерзлому (підстилаючому) шарі.

Механічний склад соліфлюкційних відкладів може бути досить різноманітний в залежності від того, який вихідний матеріал і в яких умовах піддавався течії: від грубоуламкового, навіть брилового матеріалу (куруми, кам’яні потоки або ріки) до глинистих або глинисто-щебневих відкладів.

Найкращими діагностичними ознаками соліфлюкційних відкладів є супутні їм форми мезо- й мікрорельєфу. При розвитку глинисто-щебнистих відкладів соліфлюкційні процеси приводять до утворення натічних терас, кам’яних багатокутників і смуг (так званих полігональних або “структурних” ґрунтів).

Варто мати на увазі, що повільні гравітаційні рухи рихлих мінеральних мас відбуваються і в районах, не пов’язаних з вічною мерзлотою. При цьому встановлено, що зсув дрібноземлистого матеріалу може відбуватися навіть під деревним рослинним покривом, не порушуючи суцільності ґрунтово-дернового шару (Герасімов, 1941).

Запитання для самоконтролю

1. Тип колювіальних четвертинних відкладів.
2. У чому полягає відмінність між обвальним і обсипним нагромадженням уламкового матеріалу?

3. Явища зсуву серед осадових відкладів.
4. Вплив соліфлюкційних процесів на формування четвертинних відкладів.

5.3. Тип делювіальних відкладів

Процеси вивітрювання і розпаду корінних порід відбуваються не тільки на вирівняних поверхнях вододілів, але в ще більшому об’ємі на схилах, де, оголюючись, породи піддаються безпосередньому впливу атмосферних агентів. Однак тут продукти вивітрювання перебувають в інших динамічних умовах, ніж при утворенні колювію, що формується під впливом сил тяжіння. Делювіальні відклади — це також схилі утворення, але формування їх відбувається при участі води, яка обумовлює зсув продуктів вивітрювання до низу схилу. При цьому в різних фізико-географічних зонах і в залежності від крутизни схилу міняється характер зміщення як матеріалу і його розподілу, так і самого процесу зсуву. Отже, делювій утворюється на схилах у результаті зносу рихлого матеріалу поверхневим площинним стоком дощових і талих снігових вод. Гранулометричний склад делювію залежить від характеру материнських порід і від крутизни схилу. На похилих схилах переважають супіщано-суглинисті відклади, на більш крутих схилах гірських країн — супіщано-щебнисті відклади (гірський делювій). Потужність делювію збільшується вниз по схилу від долей метра до 5-10 м й більше. Для делювію характерні ознаки водного сортування, виражені в зменшенні крупності часток вниз по схилу (в цьому напрямку просліджується присхилова, серединна і периферійна або низова фації). Знизу вверх схилом у кожному перетині товщі спостерігається шаруватість паралельна схилу і часткова обробка уламків.

Однак чіткого розмежування в застосуванні згаданих термінів колювій і делювій поки що не має. У літературі можна зустріти різні трактування поняття “делювій”, аж до включення в це поняття брилових осипів, обвальних накопичень, соліфлюкційних утворень і т.п.

Та нам здається доцільніше все-таки виділяти колювіальні і делювіальні відклади в якості самостійних генетичних типів.

Делювіальні відклади, на відміну від елювію, не мають ознак безпосереднього зв'язку з породами, що підстилають, ні за складом, ні за кольором. Іноді можна встановити залежність характеру делювію від корінних порід, що складають верхні частини схилу, з котрих відбувався змив матеріалу.

За механічним складом серед делювіальних відкладів переважають глинисті й суглинисті різновиди, нерідко (особливо в горах) з домішками щебеневих (гострокутних) уламків. Сортуння в делювіальних відкладах лише ледь намічається, звичайно у вигляді погано вираженої шаруватості, паралельної до схилу.

Легше від усього розпізнаються молоді (сучасні) делювіальні відклади за їх положенням у нижній частині схилів або біля їх підніжжя, де вони утворюють шлейфи і мантії, що надають рельєфу більш м'яких, плавних обрисів.

Древні делювіальні нагромадження часто не виявляють прямого зв'язку із сучасним рельєфом і, відслонюючись в оголеннях, де вони можуть перешаровуватися з відкладами іншого генезису, визначаються на підставі інших ознак, зокрема за присутністю захоронених ґрунтових горизонтів, про стратиграфічне значення яких говорилося вище.

Найчастіше спостерігається перешаровування делювію з алювієм у зонах стикування нагірного (внутрішнього) краю річкової тераси з підніжжям корінного схилу долини. Тому що процеси нагромадження делювію, з одного боку, і відкладення алювію в крайовій частині заплави — з іншого, відбуваються з переривами і можуть чергуватися, тому тут нерідко бачимо добре відсортовані шаруваті алювіальні осадки, які перешаровуються з майже невідсортованими глинисто-щебневими горизонтами делювію. На картах доводиться виділяти такі складні або змішані за походженням відклади за назвою алювіально-делювіальних.

Те ж саме варто сказати і про інший тип змішаних відкладів — елювіально-делювіальних, приурочених або до області переходу від вододільної поверхні до схилу (коли цей перехід не пов'язаний з різким переломом профілю), або до хвилястих і похилоовальних поверхонь вододілів, коли елювіальні продукти починають піддаватися розмиву і переносу від більш високих місць до понижень.

Ці процеси звичайно настільки повільні, що переходи від незміщеного елювію до делювію, покриваючому похилі схили, настільки повільні й мало помітні, що відокремити один тип відкладів від іншого в природі (а отже, й на карті) не вдається.

Запитання для самоконтролю

1. Делювіальний тип відкладів і в чому вони подібні, а в чому відмінні від колювіальних?
2. Що таке змішаний тип відкладів? Алювіально-делювіальні, елювіально-делювіальні, делювіально-колювіальні утворення.

5.4. Тип алювіальних відкладів

Алювіальні відклади — один з найбільш важких генетичних типів четвертинних відкладів. Вивчення алювіальних відкладів представляє великий науковий інтерес (для вирішення стратиграфічних та палеогеографічних питань четвертинної геології і для відтворення історії розвитку рельєфу суші) і має не менш важливе практичне значення. З ними пов'язана більшість розсипних родовищ цінних корисних копалин і родовищ будівельних матеріалів. Підземні води, що циркулюють в алювіальних товщах, служать найбільш розповсюдженим джерелом водопостачання населених пунктів, які знаходяться переважно в межах річкових долин. З останніми пов'язані також різні інженерні споруди (дороги, мости, дамби для гідроелектростанцій і т.п.), будівництво яких значною мірою залежить від характеру залягання алювіальних відкладів.

Поняття “алювій” міцно увійшло в науку і не вимагає окремих пояснень. Встановлення алювіального походження молодих осадків, що вистилають дно і схили річкових долин і утворюють низькі тераси з характерними для поверхні останніх пониженнями, часот заповненими водою, які називають старицями, прирусловими валами і т.п., не викликають труднощів. Складніше встановити природу древнього алювію, що втратив прямий зв'язок із сучасними долинами, а також відрізнити власні алювіальні відклади від близьких до них за походженням і складом пролювіальних і флювіогляціальних. Основну допомогу у вирішенні подібних питань надає скрупульозний геоморфо-

логічний аналіз.

Алювій — генетичний тип складних за будовою й умовами утворення відкладів усіх руслових постійних водних потоків. Території, зайняті ними, безпосередньо пов'язані із самими водними потоками та заплавами і терасами, утвореними ріками.

5.4.1. Відклади заплав

Заплава — це піднята над меженням рівнем води в ріці частина дна долини, покрита рослинністю і затоплювана паводками і повенями. Заплава утворюється майже на всіх ріках (як гірських, так і рівнинних), що мають перемінний рівень води і перебувають у стадії врізання, акумуляції або стабільного стану поздовжнього профілю.

Відомо, що поверхня нашої планети не знає абсолютного спокою. На ній постійно відбуваються процеси вертикальних коливань і горизонтальних зміщень. Вертикальні коливання за частотою і амплітудою можуть у часі то посилюватися, то уповільнюватися. Наслідком цього є те, що у верхів'ях рік можемо спостерігати висоту заплав одну, в середині течії — іншу, а в гирлі — ще іншу.

У час прискореного тектонічного підняття поверхні тих чи інших ділянок суші ерозійні процеси водних потоків зростають, і тим самим сприяють врізання річкових русел у товщі порід по яких вони течуть з метою збереження свого попереднього рівня. Якщо аналогічні процеси проходять у протилежному напрямку, то ріка тут же компенсує амплітуду опускання привносом і накопиченням руслового алювію. Коли ж процеси тектонічних підняття відбуваються відносно швидко, то за вищезазначеним принципом формуються уступи заплав, а коли ж устанавлюється відносний тектонічний спокій, то ріки, за рахунок меандрування, розширюють своє русло, закладаючи поверхню нової, більш низької тераси.

Заплава може бути відсутня тільки на ділянках порожисто-водоспадного русла і у вузьких ущелинах. Висота заплав залежить від висоти паводків. У рік, що впадають у великі приймаючі басейни, висота паводків убуває до устя. Відповідно до цього убуває й висота заплав. Так, відносна висота (над меженням рівнем ріки) волзької заплави в районі міста Саратов 11-12,0 м, біля Волгограда вона знижується до 7,0 м, а біля Астрахані — до

2,0 м. У звуженнях дна долини сезонна амплітуда рівнів більша, ніж на прилягаючих ділянках розширень дна, тому і висота заплави зростає на перших і убуває на других. Так як висота паводків змінюється від року до року, то найбільш високі ділянки заплави затоплюються рідко, раз у десять або навіть сто років. Внаслідок цього не завжди легко знайти границю між заплавою і надзапальною терасою. У таких випадках доводиться керуватись ґрунтово-ботанічними ознаками: зміною лучних ґрунтів ґрунтами зонального типу і появою в рослинному покриві видів, які не виносять затоплення (наприклад, ковила), допомагають встановити границю розливу, а отже, й границю заплави.

Велика роль у формуванні заплав і її складових різних фацій алювіальних відкладів належить бічній (боковій) ерозії рік. Остання значною мірою обумовлюється первинною звивістю рік. Розглянемо цей процес на прикладі розвитку одного коліна первинного перегину ріки (рис. 5.1).

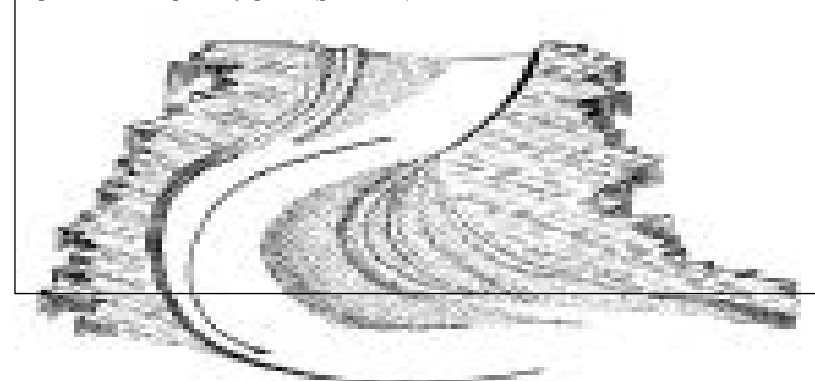


Рис. 5.1. Ростуча прируслова відмілина біля випуклої ділянки берега.

Кожна крапля потоку за інерцією прагне рухатися прямо-лінійно. Тому при повороті русла вода спрямовується до увігнутого берега і підмиває його. Увігнутий беріг стає обривистим і починає відступати, збільшуючи кривизну вигину й ширину долини ріки. Утворений внаслідок підходу до увігнутого берега поверхневих струменів поперечний ухил водної поверхні викликає переміщення донних струменів від увігнутого берега до випуклого (рис. 5.2). Виникає гвинтоподібний рух води в потоці, що приводить до

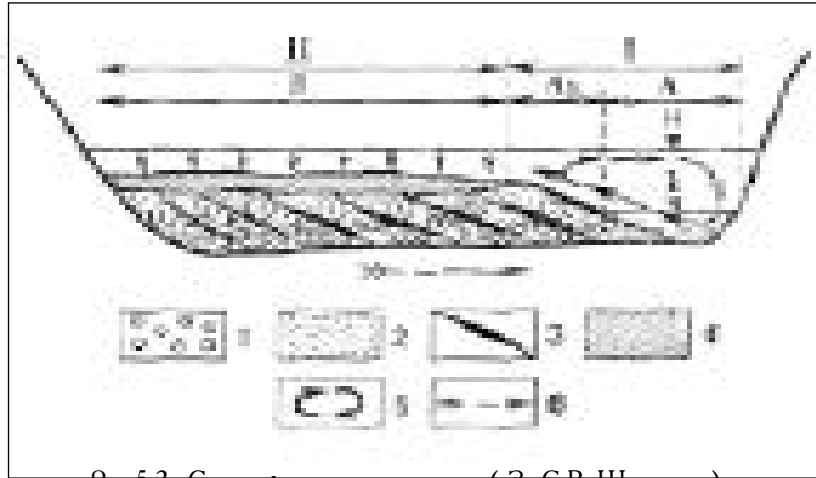


Рис.5.2. Схема формування заплави. (За С.В. Шандером).

I — зона розмиву і наміву переносимих наносів поперечними циркуляційними потоками (цифри в кружках 1-7 — шари руслового алювію, що послідовно накопичуються); II — зона накопичення взважених наносів і утворень заплавного алювію під час паводків; A — русло; A_1 — прируслова відмілина; B — заплава; H — рівень паводкових вод; h — рівень води під час межені; русловий алювій: 1 — крупнозернистий пісок, гравій, галька; 2 — дрібно- і тонкозернисті піски; 3 — прошарки замулювання; 4 — заплавний алювій; 5 — потік поперечної циркуляції води в руслі; 6 — напрямок зміщення русла.

поглиблення русла річки біля увігнутого берега. Матеріал, що утворився в результаті підмиву берега та розмиву русла, піддається сортуванню. Якщо беріг складений піщано-глинистою товщею із включенням грубоуламкового матеріалу, глинисті частинки при розмиві перейдуть у зважений стан і будуть перенесені рікою вниз за течією. Значна частина піщаного матеріалу перенесеться донними потоками до протилежного (випуклого) берега і там відкладеться. У найбільш глибокій частині річки (на дні плеса біля обривистого увігнутого берега) залишиться лише найбільш крупний матеріал (валуни, галька, щебінь), котрі вистелять цю частину русла річки, утворюючи базальну фацію алювію.

Особливо інтенсивно річка працює під час паводку, коли зростає маса води та швидкість її течії, тобто різко зростає жива сила потоку. З падінням рівня води, піщаний матеріал, що нагромадився біля випуклого берега, виходить з-під води, утворює прируслову відмілину.

Описаний процес, повторюючись рік у рік, веде до зміщення русла річки у бік увігнутого берега і до розширення прируслової обмілини, піщані осадки якої, рухаючись слідом за відступаючим руслом, поступово перекривають грубоуламковий матеріал, що відклався в найбільш глибокій частині річки, у плесах. Періодичність процесу нарощування прируслової обмілини (за рахунок приєднання все нових "порцій" алювію в період весняного паводку) знаходить відображення в її рельєфі, для якого характерна система паралельних дугоподібних гряд (грив), розділених міжгрядовими (міжгривними) пониженнями. Відносна висота грив коливається від декількох десятків дециметрів до декількох метрів.

Прируслова відмілина, що утворилася, заливається водою тільки в час паводків. Висота паводкових вод над відмілиною й швидкість її течії значно менша, ніж у межах меженого русла річки. Вони не заважають появі на відмілині рослинності, що, у свою чергу, починає спричиняти опір руху паводкових вод і знижує швидкість течії. У межах затопленої відмілини створюються умови, сприятливі осіданню з води виважених (глинистих) часток, особливо на ділянках, віддалених від стрижня. Із часом піщані відклади прируслової відмілини, що розширюється, виявляються перекритими більш тонким матеріалом (суглинком, супіском); прируслова відмілина перетворюється в заплаву.

Як видно із процесу утворення заплав, у їх будові беруть участь різні типи алювіальних відкладів. В основі, на контакті з корінними породами, залягає грубоуламковий матеріал (з валунів або гальки), які виникли в результаті промивання водою осадків, і які склали увігнутий беріг, що підмивався.

Грубоуламковий матеріал може чергуватися з лінзами намулів, які відкладаються на дні плесів у період межені.

Вище грубоуламкових відкладів залягає русловий алювій, представлений переважно пісками, часто із включеннями гальки та гравію, які характеризуються, як правило, добре вираженою косою шаруватістю.

Ще вище залягає заплавний алювій, який складається головним чином супісками і суглинками з нечіткою горизонтальною або злегка хвилястою шаруватістю.

Ударяючись у увігнутий беріг, вода в ріці відхиляється від нього, переходить нижче за течією до протилежного берега і несе

до нього розмитий матеріал. Тому в долині ріки спостерігається чергування ввігнутих (підмиваємих) і випуклих (намиваємих) берегів.

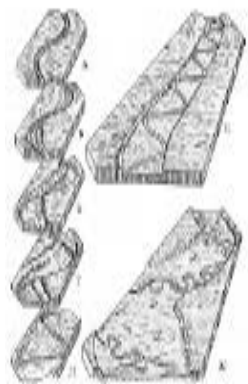


Рис.5.3. Схема формування заплави і меандрового поясу: А, Б, В, Г, Д, Е, Є – стадії розвитку річкової долини.

Як відзначалося вище, перегини ввігнутого берега ріки переміщуються не тільки вбік увігнутого берега, але й вниз за течією. У результаті виступи корінного берега поступово зрізуються, і утворюється широка пакоподібна долина, ширина якої дорівнює ширині поясу меандрування, характерного для тієї або іншої ріки (рис. 5.3). Русло в такій долині займає невеликий простір. Більша частина плоского дна долини зайнята заплавою, у межах якої ріка формує свобідні меандри. У результаті синхронних переміщень закрутів у поздовжньому й поперечному напрямках вони можуть зазнавати складних змін своєї форми. Так, якщо в процесі зміщення в поздовжньому напрямку нижнє крило перегину потрапляє в область залягання стійких проти ерозії порід або висота берега стає великою, то переміщення цього коліна вповільнюється. Верхнє коліно, знаходячись в рихлих відкладах заплави, продовжує зміщатися з колишньою швидкістю.

Закрут із сегментного перетворюється в синусоїдальний, близький до трикутного. Останній із часом відмирає внаслідок сточування шпори і зближення крил. Якщо переважає процес бічного переміщення, сегментний закрут внаслідок розмиву ввігнутих берегів перетворюється в омеговидний. Краї (крила) крутих закрутів можуть розмиватися з обох сторін. У підсумку шийка (краї перегину зближаються) стає настільки вузькою, що під час паводку може бути прорвана. Внаслідок різкого збільшення нахилу, що утворився на місці прориву, тут відбувається швидке поглиблення русла, і сюди переходить основна течія ріки. Верхня частина петлі прорваного закруту швидко міліє в результаті акумуляції наносів, інша зберігається ряд років спочатку у вигляді затоки (ізолюваної від меженної течії тільки у верхній частині), а відтак у вигляді стариці – заплавного озера. У старицях формується особливий тип алювіальних відкладів

– старичний алювій. Тому, що осадження матеріалу в озерах-старицях протягом більшої частини року відбувається в спокійному середовищі, старичний алювій складається переважно мулами й глинами та характеризується тонкою горизонтальною шаруватістю. Серед глин і мулів зустрічаються піщані лінзи, що утворюються в період проходження через старицю паводкових вод. У верхній частині старичних відкладів часто залягає торф, що свідчить про болотну стадію розвитку озера-стариці.

З викладеного видно, що утворення заплави і складаючих її різних фацій алювію в меандруючих ріках є результатом зсуву (зміщення) закрутів. Зародковою заплавою в таких ріках є прируслова відмілина, що утворюється біля випуклого намиваємого берега. Подібний процес формування заплави і алювіальних відкладів спостерігається також у рік, що дробляться на рукави. Зародковою заплавою в таких ріках є осередок, котрий поступово розростаючись і перетворюючись у заплаву, сприяє розмиву та відступанню обох берегів одночасно.

Описаний процес утворення і співвідношення різних типів алювіальних відкладів характерний для рівнинних рік.

Заплави гірських рік ще погано вивчені. Звичайно вони вужчі, ніж у долинах рівнинних рік. Старичний алювій у них практично відсутній, а заплавної має малу потужність і обмежене поширення. Русловий алювій часто представлений малопотужною товщею крупно галькових наносів і валунів, що залягають на цоколі з корінних порід або на великих брилах, які скотилися з гірських схилів.

Потужність алювіальних відкладів заплави різних рік різна, але вона не може перевищувати різницю висот між положенням корінного ложа в найглибшому місці даної ріки і максимальним рівнем паводку, якщо в роботу ріки не втручаються сторонні процеси. Таку потужність алювію називають нормальною.

Отже, в будові заплави рівнинних рік виділяються три типи алювіальних фацій: руслова, що складає нижню частину заплави, заплавна, що перекидає руслову фацію, і старична. У безпосередній основі руслового алювію іноді спостерігається грубоуламкова фація, яка називається перлювієм.

За будовою розрізняють заплави акумулятивні і цокольні. До акумулятивних належать заплави з нормальною або

підвищеною потужністю алювію. Цокольними називають заплави з малопотужним алювієм, що залягає на породах неалювіального походження або на древньому алювію таким чином, що меженне русло ріки врізане в ці породи. Утворення цокольних заплав найчастіше пов'язане з інтенсивною глибинною ерозією ріки, але вони можуть виникати і в результаті бічної ерозії.

Зачатком цокольної заплави може служити укіс (виступ), який утворюється в підніжжі підмиваємого високого берега, складеного досить стійкими до ерозії породами. Цей укіс крутістю від 5-10 до 30°, вироблений у породах, що складають схил долини, прикритий зверху тонким чохлам уламкового матеріалу, частково принесеного рікою із вище розташованих ділянок ріки, і частково місцевого, делювіально-колювіального походження. Уверху укусу може спостерігатися ніша, що фіксує положення найбільш високих рівнів паводків. Нижньою границею укусу служить меженний рівень води в ріці. Ширина цього виступу різна і залежить як від крутизни укусу, так і від висоти паводків.

З заплавами пов'язуються процеси ґрунтоутворення (І.І. Назаренко та ін., 2006). Ґрунти, які утворюються в заплавах рік, називають алювіальними. На території України заплавні ґрунти займають площу — 1,4 млн. га, з них 0,9 млн. га — сільськогосподарські угіддя, причому найбільше їх зосереджено в Лісостепу. Територія кожної заплави ділиться на 3 частини: прируслову, центральну та притерасну.

Прируслова частина заплави. Для неї характерні найвищі відмітки поверхні, найбільша швидкість води під час повені. Ширина її коливається від 20 м до декількох кілометрів; відкладається найбільш крупний галечниково-піщаний алювій; у період межені ґрунтові води опускаються глибоко й не впливають на ґрунтоутворення.

Центральна частина заплави — найширша, поверхня її дещо знижена порівняно з прирусловою частиною, швидкість води при повені менша, тому відкладається алювій більш тонкий, пилувато-суглинковий; ґрунтові води в період межені знаходяться неглибоко й охоплюють своїм впливом нижню частину профілю.

Притерасна частина заплави — найвіддаленіша від русла, поверхня найнижча, швидкість повеневого потоку мінімальна, відкладається найтонший глинистий алювій; тривалість затоплення

найбільша; в межень ґрунтові води сягають її поверхні, а вода що надходить з водозбору, застоюється на поверхні й це є основною причиною заболочення даної території.

Головним типом рослинності в заплавах є луки. Луки зустрічаються як на рівнинах, так і в горах. Рослинність заплавних лук має свої особливості залежно від частини заплави. У прирусловій заплаві, яка найбільш підвищена й суха, переважають кореневищні злаки; в центральній частині заплави, добре зволоженій і дренованій, ростуть десятки видів трав'яних рослин, а в притерасній частині заплави домінують вологолюбні рослини.

Під час повеневої і паводків на заплавах ґрунт і рослинність, що розвинулась на ньому у міжпаводковий період, затоплюються водами після сніготанення, дощів і відбувається накопичення річкового алювію, який перекриває рослинність в результаті осідання на її поверхню твердих частинок із повеневих вод. Алювій має різний характер, що залежить не тільки від частини заплави, в якій він відкладається, а й від розміщення вздовж течії річки. У верхній частині річки алювій найбільш грубий, піщаний, у середній частині і далі вниз умови дренажу в заплаві погіршуються, зменшується швидкість потоку, зростають мінералізація вод, засолення ґрунтів, проявляється тенденція до заболочення. На формування ґрунту важливий вплив має також частота і тривалість паводків.

У кожній заплаві вплив зональних умов проявляється тим сильніше, чим коротший період затоплення. Прояв зональності пояснюється різницею в тепловому режимі, атмосферному зволоженні, характерній рослинності в різних природних зонах. Наприклад, алювіальні ґрунти тайгово-лісової зони близькі до дернових із ознаками заболочення, на рідко затоплюваних ділянках під ліською рослинністю утворюються дерново-підзолисті ґрунти. У Лісостепу та Степу добре розвивається лугова рослинність, багато бікарбонатів, активно йде гуміфікація, накопичується гумус, ґрунти мають риси чорноземів. Тим не менше розвиток і властивості алювіальних ґрунтів залежать як від зональних, так і від азональних факторів. Найбільш розповсюджені три типи алювіальних ґрунтів: дернові, лугові, болотні.

Алювіально дернові ґрунти формуються під луговою, чагарниковою та ліською рослинністю в прирусловій заплаві. Ґрунтові

води, хоча й не знаходяться дуже глибоко, більшу частину року не впливають на ґрунтовий профіль, тому ці ґрунти до певної міри сухі. Ознаки оглеєння слабкі або відсутні. Ґрунти слабогумусовані (1-3%), здебільшого сильно шаруваті, переважно малопотужні.

Алювіальні лугові ґрунти утворюються під трав'янистою луговою рослинністю в центральній заплаві. Тут коренева система лугової рослинності інтенсивно оструктурує ґрунтову масу. Гумусу в них багато, до 8-10%.

Алювіальні болотні ґрунти утворюються в притерасних або старичних зниженнях. Для їх генезису характерна спільна дія болотного й алювіального ґрунтоутворень. Залежно від їх співвідношення, алювіальні болотні ґрунти діляться на лугово-болотні (сильно глейові, не мають торфу) та оторфовані, які мають шар торфу. Болотні ґрунти містять гумусу від 5 до 20%, реакція їх кисла або слабо кисла, мають мало фосфору та калію, торф сильно замулений, у мінеральній частині профілю спостерігаються іржаво-вохристі плями.

На закінчення характеристики заплав слід зазначити, що в долинах рік може спостерігатися декілька заплавних рівнів. Найчастіше бувають розвинуті два рівні: висока і низька заплави. Високою називають заплаву, яка заливається паводковими водами один раз у кілька років або в декілька десятків років. Низька заплава заливається в паводки щорічно.

5.4.2. Річкові тераси і пов'язані з ними алювіальні відклади

На схилах багатьох річкових долин вище рівня заплави можна спостерігати вирівняні площадки різної ширини, відокремлені одна від одної більш-менш чітко вираженими в рельєфі уступами. Такі сходинкоподібні форми рельєфу, що простягаються уздовж одного або обох схилів долини на десятки і сотні кілометрів, у будові котрих беруть участь алювіальні відклади, називають річковими терасами. Тераси свідчать про те, що колись ріка текла на більш високому рівні і що вони є нічим іншим, як древніми заплавами, які вийшли з-під впливу ріки в результаті глибинної ерозії. Причин, що ведуть до утворення терас, багато. Розглянемо головні з них.

1. Як відомо, жива сила потоку залежить від маси води. Якщо в басейні ріки клімат змінюється в бік зволоження й ріка стає

більш повноводною, то зростає її ерозійна здатність. Відбувається порушення встановленої раніше рівноваги між розмиваючою здатністю ріки й опором порід розмиву. Ріка починає поглиблювати свою долину, виробляти новий профіль рівноваги, що відповідає новому режиму. Колишня заплава виходить з-під впливу ріки й перетворюється в надзаплавну терасу. Тому, що транспортує і ерозійна здатності потоку ростуть більшою мірою, ніж витрата води, інтенсивність глибинної ерозії збільшується вниз за течією. У пониззі ріки глибинна ерозія обмежується положенням базису ерозії, тому максимум її спостерігається в середній течії ріки. У результаті утворюється тераса хордової типу.

2. Другою причиною утворення терас є зміна положення базису ерозії. Уявимо собі, що рівень басейну, у котрий впадає ріка, понизився. У результаті ріка, що в пониззі відкладала матеріал, почне врзатися у власні відклади і виробляти новий профіль рівноваги, який відповідає новому положенню базису ерозії. Вріз від устя буде розповсюджуватися вверх проти течії ріки до того місця, де колишній ухил поздовжнього профілю настільки значний, що збільшення його, викликане регресивною ерозією, практично не буде впливати на ерозійну здатність ріки. В остаточному підсумку на місці колишньої заплави утвориться тераса, відносна висота якої убуває вверх по ріці. Водопади та пороги в долині ріки можуть призупинити просування регресивної ерозії і обмежити довжину тераси.

Варто підкреслити, що ріка при пониженні базису ерозії буде врзатися лише в тому випадку, якщо її ухил у нижній течії буде меншим від ухилу вивільнюваного з-під води дна приймаючого басейну. В іншому випадку зниження базису ерозії приведе до інтенсивної акумуляції матеріалу, який несе ріка, внаслідок подовження русла та зменшення ухилу поздовжнього профілю.

3. Утворення терас може бути пов'язане з тектонічними рухами. Тектонічне підняття території, якою протікає ріка, приводить до збільшення ухилів, а отже, й посилення ерозійної здатності ріки. Ріка починає поглиблювати свою долину, її колишня заплава поступово перетворюється в надзаплавну терасу, котра за своїм типом належить до хордової; відносна висота її має максимум у середній течії ріки.

Якщо пониззя ріки залишаються стабільними або опус-

каються, а на іншій частині басейну, який зазнає підняття, ріка врізається, то утворюються ножиці терас: тераси ніби занурюються під більш молоді аккумулятивні товщі.

Описані процеси можуть повторюватися або накладатися один на одного, тому кількість терас у долинах різних рік і в різних частинах долини однієї й тієї ж ріки може бути різною. Вивчення будови терас, їхньої кількості, зміни висоти однієї й тієї ж тераси вздовж долини ріки дозволяє вияснити причини їх виникнення, а відповідно, відтворити історію розвитку території, якою протікає ріка.

Відносний вік терас визначається їх положенням стосовно меженого (найнижчого) рівня води у ріці: чим вища тераса, тим вона древніша. Рахунок терас ведеться знизу — від молодих до більш древніх. Найнижчу терасу, яка піднята над заплавою, називають першою надзаплавною терасою (рис. 5.4). Вище буде йти друга надзаплавна тераса і т.д. У кожній терасі розрізняють: площадку близьку до горизонтальної або з невеликим ухилом у сторону русла ріки (поверхню); уступ; брівку, де сходиться поверхня тераси з уступом, і тиловий шов, на границі поверхні з підніжжям уступу іншої тераси. У літературі існує плутанина у визначеннях “зовнішнього” й “внутрішнього” країв тераси. Так, вживають ще терміни “нагірний” і “прирусловий” краї тераси. До прируслового краю застосовують ще термін “бровка” тераси.

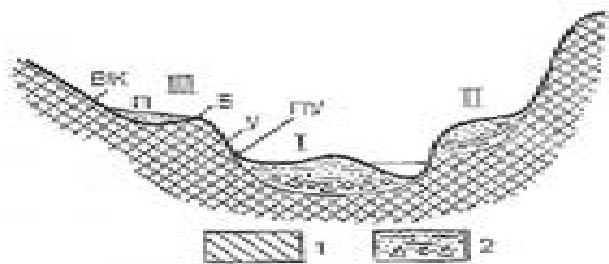


Рис. 5.4. Схема будови річкових терас.

1 — корінні породи; 2 — алювіальні відклади; елементи тераси: П — поверхня тераси; Б — бровка тераси; У — уступ тераси; ВК — внутрішній край тераси (тиловий шов); ПУ — підніжжя уступу; І — заплава (аккумулятивна); ІІ — перша надзаплавна тераса (цокольна); ІІІ — друга надзаплавна тераса (ерозійна).

Подібно заплавам, тераси можуть бути ерозійними, ерозійно-аккумулятивними та аккумулятивними. Більш-менш просто визначаються аккумулятивні тераси за дуже великою потужністю алювію, що досягає декількох десятків і навіть сотень метрів. Це набагато більше за нормальну потужність алювію, котра навіть у великих сучасних ріках рідко перевищує 20-30 м. Визначення генетичної категорії терас (ерозійних, ерозійно-аккумулятивних) ускладнюється тим, що на відміну від сучасної нормальну потужність древнього алювію безпосередньо визначити не можна. Тільки ряд сторонніх ознак (співвідношення фацій древнього алювію, його склад, рельєф корінного ложа та ін.) дозволяє судити про ерозійний або ерозійно-аккумулятивний генезис терас, що вивчаються. У ерозійних терас алювій має незначну потужність, представлений переважно русловою фацією, ложе алювію (поверхня цоколя) нахилено у бік брівки тераси. У ерозійно-аккумулятивних терас добре розвинуті всі фації алювію, поверхня цоколя горизонтальна. Цоколь терас може бути скритим, коли він перебуває нижче меженого рівня, і відкритим, коли лежить вище межени й у підмиваємих берегах виходять на денну поверхню корінні породи. Він може бути складений дочетвертинними породами (часто їх називають корінними), різними (не алювіальними) генетичними типами четвертинних відкладів і, нарешті, алювієм більш древніх терас.

За наявності декількох терас співвідношення їх між собою в поперечному профілі долини може бути різним. Розрізняють тераси накладені, вкладені і врізані (рис. 5.5). Розходження у співвідношенні терас разом з динамічними типами терас характеризують розвиток ерозійно-аккумулятивної діяльності рік при формуванні долин.

Накладені тераси складаються з налягаючих одна на одну різновікових алювіальних товщ так, що зверху молода тераса (денна), а більш древня за віком тераса внизу — захоронена. Утворюються такі тераси в результаті переважання аккумулятивної діяльності ріки.

Вкладені тераси — усі денні. Утворюються або в результаті чергування ерозійної і аккумулятивної діяльності рік, або скорочення нормальної потужності алювію. Основи алювіальних товщ вкладених терас можуть розташовуватися на різних висотах або на одному рівні. Врізані тераси — денні, їх алювій повністю

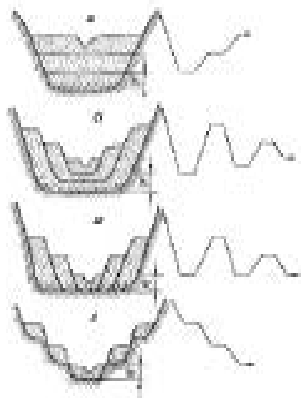


Рис. 5.5. Типи співвідношення річкових терас і фази розвитку річкової долини, які їм відповідають.

М — нормальна потужність алювію. (За А.І. Спіридоновим). Тераси: а) накладені — складаються із накладених одні на других різновікових алювіальних відкладів; б, в) вложені (вкладені) — усі виходять на денну поверхню, утворюються за рахунок чергування ерозійної і акумулятивної діяльності рік або за рахунок скорочення нормальної потужності алювію; г) врізані — усі денні, їх алювій повністю або частково прилягає до цоколя порід більш високих терас.

підпружуванням ріки лавовим потоком, обвалом або конусом виносу бокової притоки та ін. Циклові тераси прослідковуються по всій долині або на більшій її частині, локальні тераси характеризуються невеликою довжиною, змінною будовою і морфометричних показників.

Щоб визначити вік тераси, необхідно тим або іншим способом визначити вік (абсолютний або відносний) алювію, який її складає.

або частково притулений до порід цоколя більш високих терас. Утворюються внаслідок переваги ерозійної діяльності рік.

Розрізняють також тераси циклові, що утворюються в результаті перебування виробленого або відносно виробленого поздовжнього профілю ріки. Їхнє відокремлення відбувається у зв'язку зі зміною загальних, найчастіше тектонічних або кліматичних умов на великій території, тобто циклові тераси характеризують крупні етапи, або цикли, у розвитку долини. Разом з ними в долинах зустрічаються й так звані локальні тераси, котрі виникають у результаті локальних змін поздовжнього профілю ендегенними або екзогенними процесами: утворення складки або розривного порушення на якійсь ділянці ріки,

Кожна тераса у свій час була заплавою, тому на ній зустрічаються ті ж форми рельєфу, що й на заплаві. Однак виражені вони звичайно менш чітко, у зв'язку із впливом наступних екзогенних агентів. Поверхня терас часто нахилена убік ріки за рахунок зниження (розмиву) прирівнюваної частини і підвищення внутрішнього краю в результаті нагромадження матеріалу, що зноситься зі схилів, до котрих прилягає тераса. Тому при визначенні відносної висоти терас варто орієнтуватися на ті ділянки її поверхні, котрі найменше були порушені наступними процесами.

Спостерігаються в долинах рік і псевдотераси, що мають лише зовнішню подібність із "справжніми" річковими терасами. До їх числа належать згадувані вище структурні тераси, крупні блоки зсувів, підмиті конуси виносу тимчасових водотоків, а також бокові морени відступаючих гірських льодовиків і плечі трогових долин.

Вивчення морфології і будови річкових терас має не тільки науковий інтерес, про що говорилося вище, але й велике практичне значення. Ріки, розмиваючи гірські породи, одночасно розмивають і рудні утворення, які знаходяться в цих породах. Більша частина цінних компонентів зникає в процесі транспортування рікою (стирається, розчиняється, розсіюється, виноситься в акваторії приймаючих басейнів). Менша частина їх затримується в долині в алювіальних відкладах. За сприятливих умов може виникнути скупчення тих або інших мінералів, які отримали назву алювіальних розсипів. До числа характерних мінералів алювіальних розсипів належать головним чином важкі і стійкі різновиди, такі як алмаз, золото, платина, каситерит, мінерали, що містять вольфрам, та деякі інші.

5.4.3. Морфологія річкових долин

Визначається геологічними й фізико-географічними умовами місцевості, яку перетинає ріка, історією розвитку долини.

При інтенсивному врізанні, обумовленому підняттям гірської країни, виникають долини типу тіснин, ущелин або каньйонів. Тіснина — це глибоко врізана ерозійна форма з вертикальними або майже вертикальними схилами. Ущелина відрізняється від тіснини V-подібним поперечним профілем, часто з випуклими схилами.

Каньйон морфологічно подібний з ущелиною: має теж V-подібний поперечний профіль, але він відрізняється ступінчастістю схилів, обумовлених чергуванням шарів стійких і рихлих порід. Типовим каньйоном є долина ріки Колорадо в її середній течії. У всіх трьох типів долин дно цілком або майже цілком зайняте руслом, поздовжній профіль відрізняється не виробленістю, достатком порогів і водоспадів. Поперечні профілі таких долин більш-менш симетричні.

Від них різко відрізняються асиметричні річкові долини, утворення котрих часто пов'язане з моноклінальним заляганням порід, а також з деякими іншими причинами, на розгляді яких зупинимся трохи нижче. У більш пізні стадії розвитку долин, коли в їх формуванні важливу роль відіграє бічна ерозія, утворюються пакоподібні поперечні профілі. Такі долини мають широке плоске дно, але русло займає лише невелику частину дна долини. Крім заплав, на схилах пакоподібних долин можуть бути розвинуті річкові тераси. Долини цього типу найбільше характерні для рівнинних країн.

Багато рік беруть свій початок у горах, а потім виходять на рівнину. Відповідно, на різних ділянках течії характер їхніх долин може зазнавати значних змін. Ці зміни стосуються не тільки розходження в поперечному й поздовжньому профілях долини, але й в характері терас. Так, на ділянках посиленого врізання, обумовленого підняттям території, завжди відзначається наростання висот терас над дном долини. У міру віддалення від такої ділянки висота терас знижується. При переході в область занурення відбувається не тільки зниження терас, але й зменшення їхнього числа. А на території, що найбільш сильно прогинається, тераси, як говорилося про це вище, “занурюються”, поринають під рівень заплави.

Долини чуйно реагують на зміни геологічної структури. Часто ділянки, складені дуже міцними породами або такі, що зазнають інтенсивного підняття, обходяться річковими долинами.

Іноді річковий потік не відхиляється від дії структури, що підіймається, а січе її по нормалі або в близькому до нормалі напрямку, утворюючи так звані наскрізні долини. Можливі різні способи їхнього утворення. Наскрізна долина може бути епігенетичною. Розглянемо трохи докладніше утворення епіге-

нетичних долин. Вони виникають не тільки на ділянках платформ, що зазнають повільних стійких тектонічних піднять, про що говорилося вище, але й у результаті змін фізико-географічних умов, які ведуть до чергування етапів врізу й заповнення річкових долин. При цьому ерозійний вріз, що наново починається може не збігтися або неповністю збігтися з напрямком раніше існуючих долин, а накластися на їх схили або колишні межиріччя. У результаті виникають епігенетичні і захоронені долини. Останні не знаходять прямого відбиття в сучасному рельєфі, але здійснюють непрямої вплив на його вигляд. Там, де епігенетичні долини збігаються з напрямком захоронених, вони мають, як правило, широкі, добре розроблені долини, так як врізаються в алювіальні відклади захоронених долин, які легко розмиваються. Там же, де вони накладаються на раніше існуючі схили або межиріччя, складені більш стійкими до розмиву породами, долини їх стають вузьчі, здобувають іноді каньйоноподібну форму. Внаслідок чергування розширених і звужених ділянок епігенетичні долини в плані мають чотковидну форму.

Захоронені долини зустрічаються часто і в різних фізико-географічних умовах. Широко розвинуті вони, наприклад, в областях, що піддавалися зледенінням, де внаслідок нерівномірного накопичення льодовикових відкладів після танення льодовиків проходила інтенсивна перебудова гідрографічної мережі.

Вивчення захоронених річкових долин має дуже велике значення як при вирішенні практичних завдань (пошуки розсипів, підземних вод, будівельних матеріалів, вирішення інженерних завдань і т.д.), так і при вивченні історії формування рельєфу.

Істотний вплив на морфологію долин мають склад і характер залягання гірських порід у басейні ріки.

В областях з горизонтальним заляганням шарів і однорідним літологічним складом порід морфологія річкових долин у найменшій степені залежить від геологічної структури. Такі долини називають нейтральними або атектонічними. В областях порушеного залягання шарів одні долини збігаються із простяганням тектонічних структур (осей складок чи ліній розломів, смуг простягання стійких і податливих порід). Це долини, “приспособані” до геологічної структури. Інші січуть

геологічні структури під яким-небудь кутом. Залежно від співвідношення осей геологічних структур і напрямку долин розрізняють долини поздовжні, поперечні і діагональні. Перші на значному протязі характеризуються однотипним (властивим для тієї або іншої ріки) профілем і шириною долини, спрямованою течією. Другі і треті дуже часто міняють морфологічний вигляд у профілі та в плані.

Залежно від типу геологічних структур, в котрих закладені поздовжні долини, розрізняють долини синклінальні, антиклінальні, моноклінальні, долини, що збігаються з лініями поздовжніх розломів, і долини грабени.

Істотно міняється морфологічний вигляд долин у випадку перехоплення рік. Перехопленням рік називають обезголовлення, захоплення одною рікою стоку сусідньої ріки. Це відбувається в тому випадку, якщо ріка, що має більш глибоко врізану долину, досягає шляхом задкування ерозії русла іншої ріки або в її головній частині (головне перехоплення), або в якій-небудь іншій частині течії (бічне перехоплення) та спрямовує водний потік перехопленої ріки у своє русло.

За складом і характером алювіальні відклади є дуже різні і залежать від процесів формування алювію в різних фізико-географічних умовах. Найбільші розходження в цьому відношенні спостерігаються між гірськими і рівнинними ріками. Для перших характерне переважання грубоуламкової руслової фації алювію, для других — закономірне сполучення — руслової і дрібноземистої заплавної фації.

Руслова фація, що сформована турбулентним водотоком у межах русла як в заплавах, так і на терасах представлена відсортованими гравійно-піщаними косо шаруватими відкладами (на рівнині) або галькою (в горах).

Заплавна фація пов'язана з осадженням виважених часток, на періодично (під час паводків) затоплюваній заплаві, представлена малопотужним покривом супісків та суглинків з лінзами піску і залягає на руслових утвореннях.

Старичну фацію утворюють відклади, що заповнюють западини покинутого русла і представлені переважно алеврито-глинистими відкладами, часто із прошарками торфу. Так, де поширені осадки старичної фації, вони або перекривають заплаві утворення,

або залягають серед них. Найбільш повно всі ці фації розвинуті в алювію рівнинних рік, нормальна потужність якого відповідає різниці висот між дном русла й рівнем паводкових вод. Для гірських рік характерним є розвиток руслової фації і слабкий розвиток або відсутність заплавної і старичної фацій.

Запитання для самоконтролю

1. Що знаєте про алювіальний генетичний тип четвертинних відкладів?
2. Формування заплав і фацій алювіальних відкладів за рахунок бокової ерозії?
3. Що таке меандрування ріки та стариці?
4. Грубоуламкова, руслова, заплавна і старична фації алювіальних відкладів.
5. Особливості заплавного процесу ґрунтоутворення.
6. Яких бувають рівнів і чим відмінні за будовою акумулятивні заплави від цокольних?
7. Що таке тераси і чим відрізняються від заплав?
8. Головні причини, що ведуть до утворення терас?
9. Складові елементи тераси.
10. При наявності декількох терас, у якому співвідношенні вони можуть бути між собою в поперечному профілі (накладені, вкладені, врізані)?
11. Ерозійні, ерозійно-акумулятивні і акумулятивні тераси.
12. Вік терас і їх алювіальних відкладів.
13. Морфологія річкових долин і їх відклади.
14. Процеси перехоплення русел рік.
15. Відмінність гірських рік від рівнинних і алювію, який вони відкладають.

5.5. Тип пролювіальних відкладів

У тісному генетичному зв'язку з алювієм перебувають пролювіальні відклади. До пролювію варто відносити відклади тимчасових потоків, які звичайно утворюють конуси виносу, сухі (субаеральні) дельти і передгірські шлейфи. Пролувій являє собою відклади субаеральних кінцевих виносів ерозійних долин, що формують конуси виносу, наземні дельти. Типовим різновидом пролювію тимчасових водотоків є пролювій рік посушливих районів. Тут вода гірських водотоків при виході на рівнину зникає серед рівнинних пісків. У пролювії рік відрізняють потокову, віялову та застійну водну фації. Потокова фація властива верховій зоні конуса виносу. Вона представлена галькою, яка містить лінзи

валунів, глинистих щебенів, суглинків. Віялова фація складає зовнішню зону конуса виносу, представлену супісками, суглинками, рідше пісками. Застійна водна фація, розвинена не завжди, властива периферії конуса виносу і складена карбонатними глинами, супісками, мергелями. Потужність пролювію, найбільша у верховій зоні, коливається від декількох метрів до десятків і навіть сотень метрів. Пролувій великої потужності утворюється в підніжжі гір, переважно по розломах, що здіймаються до гори в аридній зоні.

Найбільший розвиток пролювіальні відклади мають у посушливих областях, де, крім орографічних умов, цьому сприяє сухість клімату, що обумовлює періодичність потоків і їх зникнення при виході на рівнину. Характерним прикладом широкого розвитку потужних пролювіальних нагромаджень можуть служити передгірські шлейфи Фергани й інших середньоазіатських депресій. Крім конусоподібної форми, відмінними ознаками пролювіальних відкладів є погана відсортованість і згладженість уламкового матеріалу, груба шаруватість, при закономірному зменшенні величини уламків від вершини конуса до його периферії. Для останньої характерна присутність дрібно землистого, лесовидного покриву.

До типу пролювіальних відкладів можуть бути віднесені і відклади селевих (грязевих) потоків, що утворюються епізодично в гірських долинах Середньої Азії та інших гірських районах. Селі являють собою бурхливі руслові потоки з води та уламків гірських порід, які раптово виникають у долинах гірських струмків і річок. Утворюються вони під час злив та швидкого танення снігу в горах. Формуванню сприяє сильно пересічена місцевість зі скупченням на схилах гір великих мас продуктів вивітрювання гірських порід, слабо скріплених з поверхні рослинністю. Маса води, змішуючись із захопленим матеріалом (суглинки, глини, пісок, щебінь, брили й інший матеріал) перетворюються в болотно-кам'яну суміш і направляються з великою швидкістю і силою вниз руслом до підніжжя схилів, де розливаються по рівнині, здійснюючи сильне спустошення навколишньої місцевості. Селі можуть виникати не тільки в горах, але і в великих ярах, балках, правда малої потужності. В Україні селі переважно бувають у Кримських горах і Карпатах. Крім природних селей, вони можуть бути також спровоковані нерозумною діяльністю людини.

У зоні помірно вологого клімату і на рівнинах пролювіальні відклади мають обмежене поширення. Тут до них відносять щеб-

нисто-галькові і глинисті відклади невеликих конусів виносу, що утворюються нерідко при виході з ярів, балок, струмків і приток крупних рік у головну долину.

Під час формування ярів, уламковий матеріал, який розмивається тимчасовими потоками, зноситься до підніжжя підняття і там відкладається, утворюючи так званий конус виносу. Відклади конусів виносу з ярів прийнято називати промовієм. До них застосовують ще вираз "яружний домовій".

Древні пролювіальні нагромадження нерідко втрачають свою первинну конусоподібну форму. Окремі конуси поступово зливаються і утворюють біля підніжжя гір суцільні пролювіальні шлейфи. У нагромадженні матеріалу останніх паралельно беруть участь і нормальні алювіальні процеси поряд з делювіальними. Тут досліднику не вдається чітко відмежувати типовий алювій від типового пролювію або делювію. Одержують розвиток змішані або перехідні утворення, які прийнято виділяти під складними найменуваннями алювіально-пролювіальних і делювіально-пролювіальних.

Геологічний вік пролювіальних відкладів може бути встановлений або за знахідками в них органічних залишків, або за співвідношенням з іншими відкладами і елементами рельєфу, у першу чергу з річковими терасами.

Запитання для самоконтролю

1. Пролувіальний тип четвертинних відкладів.
2. Пролувій рік областей з посушливим кліматом. Потокова, віялова, і застійна водна фація пролювію.
3. Пролувій грязевих (селевих) потоків. Природа селей.
4. Що собою являють алювіально-пролювіальні і делювіально-пролювіальні відклади?

5.6. Тип озерних відкладів

Озерні відклади включають складний комплекс осадків, що формуються в озерах. Склад і потужність озерних відкладів залежать від походження й розміру озер, геологічної будови місцевості, гідрологічного режиму, фаціальної обстановки, стадії розвитку озера, кліматичних умов. Для вологого клімату характерні теригенні (від глин до гальки) і органогенні осадки, а для посушливого клімату — хемогенні осадки.

Озерні відклади відрізняються від описаних типів добре вираженою горизонтальною шаруватістю, перевагою глинистих осадків, багатих вмістом органічних залишків часто у вигляді цілих лінз і прошарків сапропелю і діатомітів. У прибережних зонах озер можуть накопичуватися і більш грубі (піщано-галькові) відклади.

Великі розходження спостерігаються у відкладах озер різних кліматичних зон. У засушливих зонах озерні відклади збагачуються сірчано-кислими і хлористими солями, які утворюють місцями промислово цінні скупчення. На обширних низинних рівнинах (подібних Західно-Сибірській, Полісся та ін.) завдяки значному притоку води, особливо в період танення льодовикових покривів, а також весняних паводків, утворюються великі тимчасові застійні басейни, в яких відкладаються тонкі осадки озерного типу, генетично близькі до заплавної фації алювію. Відрізнити в цих випадках власно озерні відклади від алювіальних досить важко. Для подібних відкладів доводиться застосовувати складне найменування — озерно-алювіальні.

Озера за концентрацією солей у воді поділяються на прісні (сума розчинених речовин менше або дорівнює 0,1 вагового відсотка), солонатові (0,5-3,5), соляні (3,5-10), розсоли (поверх 10 вагових відсотків).

За хімічним складом вод і розсолів озера ділять на карбонатні, сульфатні й хлоридні. Для карбонатного типу визначальною системою є Na (K), CO_2 , SO_4 , HCO_3 , Cl, H_2O , для сульфатного — Na , K, Mg (Ca), SO_4 , Cl, H_2O , для хлоридного — Ca, Mg, Na (K), Cl, (SO_4), H_2O . Найбільше розповсюджені озера сульфатного типу.

5.6.1. Осадки прісних озер

Характерні ознаки відкладів, пов'язаних з нагромадженням осадків у прісноводному озері є прісноводна фауна, правильна шаруватість, часом невиразна, невелика потужність, перевага серед відкладів рослинних залишків й мулу, відсутність зонального розміщення.

Для зарослих та водойм, що заростають, досить характерною ознакою є сапропелеві відклади. Велику роль при їх формуванні відіграє глибина водойми, характер берегів, спосіб живлення,

привніс мінеральної і органічної речовини тощо.

У початковій стадії заростання водойми відкладаються мінеральні частинки, що утворюють шар блакитної озерної глини або мулу. Вони покривають дно водойми, сприяючи появі рослинності. У подальшому мінеральні відклади змінюються відкладанням органічних мулів, що утворюються за рахунок рослинності, яка відмирає. Органічні мули піддаються на дні водойми гниттю в безкисневому середовищі і перетворюються в сапропель та сапроколь. Сапропель має або тонко-шарувату структуру, або вид желатиноподібний, еластичний. Типове сапропелеве скупчення, відкладене при помірно сприятливих умовах, складається із слизуватого мулу, змішаного в різних пропорціях з рослинною і тваринною речовиною, але здебільшого дуже дрібною або мікроскопічною, із залишками більш крупних організмів і з більш тонкозернистою неорганічною речовиною. У результаті затвердіння із часом сапропель перетворюється в сапроколь.

Сапроколь володіє желеподібною консистенцією, легко ріжеться ножом і має звичайно зеленуватий (унизу) або червонувато-бурий (вгорі) колір. Для органічної маси сапропелю характерним є високий вміст водню й азоту (останнього до 3%). Процес мінералізації сапропелів відбувається при діяльній участі бактерій. Водойми, в яких утворюються сапропелі, містять велику кількість фітопланктону, у них представлено багато видів найпростіших організмів, а також хробаків і комах.

Виділяють сапропель торф'янистий, кремнеземистий, вапняковистий і змішаного складу. Торф'янисті сапропелі складають темно-коричневу, грубоструктурну органічну масу, в якій частка мінеральної складової не перевищує 25% при середньому значенні величини зональності 18,1%.

До кремнеземистих сапропелів належать сапропелі темного кольору з відношенням органічної маси до золи близько 2 : 1. Вони практично не містять карбонату Ca. Зола має у складі більше 50% SiO_2 .

Сапропелі, у складі золи котрих утримується більше 50% CaO, належать до вапняковистих.

У кремнеземистих сапропелях органічна маса в 2 рази перевищує мінеральну, а в вапняковистих мінеральна в 2,5 рази більша органічної (у сирій породі).

Сапропелі змішаного типу мають проміжний склад і містять у золі менше 50% як SiO_2 , так і менше 50% CaO , причому в їхній мінеральній частині є деяка кількість карбонату кальцію.

Перебуваючи на різній глибині в озерному басейні протягом багатьох тисяч і мільйонів років, важкий желеподібний сапропель під тяжкістю нових утворень, що накопичуються за рахунок принесеного у водойму текучою водою матеріалу, осідає, перетворюється в сапропеліт.

Сапропеліти представляють тверду горючу копалину — сапропелевого вугілля. Вони зустрічаються в багатьох вугільних басейнах у вигляді шарів і пачок, а найчастіше у вигляді прошарків серед гумусових вуглів. Існують різні різновиди сапропелітів — щільні й чисті у вигляді матових вуглів, шарові й рихлі богхеда (бразильські богхеда), глинисті й вапняковисті у вигляді горючих сланців та ін. За характером органічної частини сапропелітів розрізняють богхед, кеннель, кеннель-богхед, сапроколіт, кастяніт. У богхеді в вуглисто-глинистій масі 60-90% становлять скупчення водоростей; у кеннель-богхеді — водорості й оболонки спор; у кеннелі в сапропелево-гумусовій мулистій масі представлені майже винятково спори; у сапроколітах водорості “розпливаються” й утворюють майже однорідну жовту масу; у кастянітах окремі, розсіяні водорості оточені гумусовою основною масою.

Важливу групу озерних осадових утворень становлять піски й глини, мергелісті глини та глинистий мертель (CaCO_3 від 10 до 70%) й озерний мертель (CaCO_3 більше 70%).

5.6.2. Осадки солених озер

Хімічний склад води й солей озер цілком залежить від навколишньої місцевості, від привнесення продуктів стоку річковими і ґрунтовими водами, тобто речовин, що надходять в озеро в іонно-молекулярному і колоїдному стані. Величина стоку й мінералізації вод міняється для окремих басейнів у значних межах і залежить від багатьох факторів й умов, насамперед від кліматичних й тектонічних змін земної поверхні.

Головними факторами і процесами, що беруть участь у солеутворенні в умовах водних басейнів, є: 1) привніс солей у водойми річковим і підземним стоком, а також у результаті еолової діяль-

ності; 2) надходження солей за рахунок магматичних і вулканічних процесів, а також газів, які виділяються з мантії; 3) вивільнення солей і газових сполук, які служать джерелом утворення летких продуктів у ході розкладання органічних і неорганічних речовин, покриваючих дно водойм; 4) зсув і переміщення розчинів різного складу й мінералізації, їх взаємодія між собою; 5) сорбція солей і газів глинистими колоїдними частками, що втримуються в розчинах; 6) випадіння з розчинів солей відповідно до їхніх хімічних властивостей і геохімізму; 7) випадіння солей з розчинів внаслідок комплексу геологічних і фізико-хімічних природних умов (тут вирішальну роль відіграють кліматична зональність, характер аридності, сольовий склад розчинів); 8) процеси діагенетичного й епігенетичного перетворення й метаморфізації в результаті геохімічних і біогеохімічних реакцій.

Потрапляючи у водойми, солі, що містяться у воді, частково залишаються у водних розчинах, формуючи сольові якості озерних вод, частково використовуються живими організмами в процесі їхнього росту й розвитку, частково випадають в осад, утворюючи сольові акумуляції різного складу й генезису. Найбільш сприятливими для соленакопичення умовами характеризуються солені озера аридних і напіваридних областей. Сучасні аридні зони займають площу близько 35 млн. кв. км, з них близько 25 млн. кв. км розміщені в межах Північної Америки та Євразії. Чітко виділяються наступні крупні аридні й напіваридні райони: північноамериканський, південноамериканський, південноафриканський, південноазіатський, австралійський. Аридні й напіваридні зони займали обширні території на земній кулі й в інші геологічні епохи, починаючи із давніх часів.

Солені озера за походженням ділять на морські, континентальні і змішані.

Вивчення сольових озер аридних і напіваридних областей показало, що в седиментації солей неоднакового хімічного й мінералогічного складу виявляється зональність. У міру переходу від степів до пустель збільшується мінералізація озерних вод, галогенна седиментація змінюється від карбонатної до сульфатної і хлоридної. В умовах карбонатної седиментації сухих степів в осадах накопичуються головним чином менш розчинні мінерали — кальцит, доломіт, силікати магнію; в умовах

пануючої сульфатної седиментації напівпустель, де мінералізація води солених озер зростає за рахунок збільшення вмісту сульфатів кальцію й натрію, в осадках накопичуються переважно карбонати, сульфати кальцію й натрію: гіпс, мірабіліт, тенардіт, глауберіт, астраханіт. Нарешті, в пустелях — областях з найбільш мінералізованими водами переважно хлоридного й сульфатного типів, в осадках акумулюється в основному галіт з більшою або меншою домішкою астраханіта, епсоміта й інших мінералів.

На седиментацію донних мулових і соляних відкладів великий вплив має періодична зміна клімату, склад корінних порід у межах водозбірних площ, коливний режим суші й морських узбереж.

З коливаннями клімату тісно пов'язаний перехід соляних озер від одних гідрохімічних типів до інших:

Усихання

Карбонатний тип — сульфатний тип — хлоридний тип

Зволоження

На утворення сольових мінералів також здійснюють вплив сезонні коливання температур і вологості. Зокрема в аридній зоні з холодною зимою протягом року амплітуда коливань температури озерних сольових розсолів досягає $70-80^{\circ}$, узимку осаджується мірабіліт, сода й епсоміт; улітку — тенардіт, термонатріт, гейлюсіт, частково епсоміт, астраханіт.

Із сезонних факторів на міграцію солей в озерах великий вплив має приплив весняно-осінніх вод, котрі піднімають рівень озер і знижують мінералізацію вод. Частково або повністю розчиняється зимова (й відповідно літня) маса солей. Випаровування протягом літніх місяців приводить до пониження рівня води озера, зростання мінералізації й посилення седиментації солей. Все це вказує на те, що процес утворення солей (галогенез) являє собою складний процес мінералізації і осадкоутворення, седиментаційні ознаки якого залежать від фізико-хімічних, геологічних і географічних закономірностей.

Серед солених озер широко розповсюджені озера морського походження — релікти морів або ті, що відділилися від моря у вигляді заток та лиманів. У таких озерах під впливом континентального клімату проходить метаморфізація сольового складу. Велику роль при цьому відіграє випаровування й зміна

концентрації й об'єму води.

Особливо сприятливими умовами для нагромадження потужних товщ солей є лагунні й неглибокі морські затоки із припливом морської води і інтенсивним зануренням земної кори. У процесі прогинання й випаровування води можливе нагромадження потужних соленосних товщ із різним хімічним складом.

Лише в лагунах можуть здійснюватися нагромадження висококонцентрованих розсолів і коша солей. Тому океанічне соленакопичення в цей час здійснюється тільки у незначних розмірах і це в невеликих лагунах, прибережних озерах та лиманах уздовж узбереж океану і на окраїнах морів. Найбільша сучасна солеродна водойма — затока Кара-Богаз-Гол. У природних умовах найбільше розповсюджені хлорид натрію (кам'яна й поварена сіль), сульфат кальцію (гіпси й ангідрити), калійно-магнезійні, а також сульфат-натрієві й почасти сульфат-магнієві солі.

Хлоридні солі практично зустрічаються у всіх родовищах солей як викопних, так і сучасних. Товщі соленосних порід характеризуються складною будовою, що відбиває зміну різноциклових процесів осадової седиментації. Високий вміст хлористого натрію спостерігається в основному в сучасних солених водоймах — Каспійському морі, Великому озері (США), у багатьох озерах Південної Америки й інших країн. Гіркосолені озера з магнієвими сульфатами перебувають у Південному Ірані, Єгипті, у західних штатах США. Карбонати натрію найбільш широко розповсюджені в содових озерах аридних областей Азії, Африки й США. Відклади боратів приурочені головним чином до областей з вулканічною активністю. Самостійне відкладення боратів у великій кількості зустрічаються на південному-заході Північної й Південної Америки, у Малій Азії й інших районах.

Нитрати у вигляді натрієвої й калієвої селітри у великих кількостях відомі на півночі Чилі, у внутрішньому басейні між Береговими й Високими Кордільєрами. Зустрічаються різновиди досить багаті NaNO_3 (поверх 50%) поряд з підвищеною кількістю NaCl , Na_2SO_4 й боратів. Вміст йоду в селітрі в середньому 0,05-0,15%, а в ряді випадків 0,4%.

Озерні відклади водойм, що заростають на етапі перетворення озер в болота. Утворення торф'яних відкладів може

відбуватися в результаті заростання окраїн озер і наростання на них плаваючого торфу (путин), виникнення сплавин. У цей час обидва способи заростання водойм добре вивчені і протікають у такий спосіб.

Заболочування водойм відбувається шляхом заростання їх водними й водно-болотними рослинами, що вкорінюються на дні водойм, наростання на поверхні цих водойм хиткого килима (сплавин) й механічного заповнення осадками рослинного й мінерального походження.

Звичайно в неглибоких озерах з пологими берегами біля берега ростуть осоки, ситник, стрілолист, частуха, водяна гречка, рдесник та ін. Це — мілководна зона, що займає область від берегової лінії до глибини 1 м. За мілководною зоною в глибокого озера йде зона очерету, глибина якої звичайно 2-3 м. Далі йде зона водяних лілій, за нею — зона широколистяного рдеснику (глибина 4-5 м), ще глибше розташовується зона макрофітів й, нарешті, зона мікрофітів. Тут на дні переважають синьо-зелені, а також декотрі зелені та діатомові водорості.

У мілководній зоні з відмерлих залишків рослин формується осоковий торф. У зоні очерету — очеретяний та тростинний, ще далі, у глибокого озера — сапропелевий. На дні озера з органічних речовин, що відклалися шляхом гниття, супроводжуваного відновними процесами, утворюється сапропель й сапроколь. Ці два види багаті жирами й органічними речовинами. Утворення сапропелів йде переважно в замкнених озерах, що характерно для областей моренного ландшафту. Поступове заповнення водойм торфом спричиняє зміну одних рослинних формацій іншими й перетворенням водойм у болото, що із часом покривається оліготрофною рослинністю з перевагою сфагнових мохів.

Заростання водойм шляхом наростання на них плаваючого торфу спостерігається на порівняно великих глибоких озерах із стрімкими берегами й протікає трохи інакше. Тут рослинність не в стані закріплюватися корінням за дно, і формування торфовища проходить зверху. Спочатку на поверхні води утворюється килим зі сплетення стебел і коріння різнотрав'я (білокрильника, бобівника й ін.), що насувається від берега. Згодом сплавина товщає, на ній з'являються "місцеві" рослини з осоки, водяного хвоща, болотного жовтцю, болотної папороті та ін., що сприяють

збільшенню сплавини. Цей килим може досягати потужності 1-2 м. Трапляється, що на ньому поселяється сосна, береза й інші деревні породи.

Коли йде процес утворення торфовища-"хиткі" (сплавини зверху), плавуни відкладають під ним на дні намулисті наноси з органічних залишків нижньої частини сплавини, котрі в суміші з мінеральними частинками утворюють сапропелеві відклади.

Сьогодні відомо, що внаслідок заростання в північно-західних областях Росії на очах людини зникло чимало озер, льодовикових улоговин тощо. Так, із зареєстрованих Л.С.Бергом 1650 псковських озер 15 позначалися зарослими мохами й травою.

Запитання для самоконтролю

1. Які характерні особливості мають озерні відклади?
2. Осадки прісних озер. Сапропель, сапроколь і сапропеліти.
3. Сапропелі торф'янисті, кремнеземисті, вапняковисті і змішаного складу.
4. Сапропеліти у вигляді матових вуглів, богхедів, горючих сланців.
5. Поділ озер за концентрацією солей: прісні, солонуваті, солоні, розсоли.
6. Поділ озер за хімічним складом вод: карбонатні, сульфатні, хлоридні.
7. Головні фактори і процеси, що беруть участь у солеутворенні у водах озер.
8. Солоні озера континентальні, морські і змішані.

5.7. Тип болотних відкладів

Болотні відклади близькі до озерних. Для них є характерним наявність шарів торфу, що утворився в результаті заростання озер. Нерідко зустрічаються обособлені органогенні утворення у вигляді верхових торфовищ на плоских надлишково зволжених вододілах і похилих схилах.

Оконтурювання болотних відкладів при геологічній зйомці не представляє труднощів. Для детального вивчення поверхневих торфовищ, дуже важливих у промисловому відношенні, потрібні спеціальне устаткування й особлива методика. Геолог у полі може обмежитися визначенням середньої потужності торф'яного шару, його складу (сфагновий, осоковий і т.п.), ступеня розкладеності рослинних залишків, вмісту мінеральних домішок і можливих умов експлуатації. Крім того, необхідно відібрати пошарові зразки торфу

для мікропалеоботанічного аналізу, що дозволяє відтворити фізико-географічні умови нагромадження торфу, що має велике значення для стратиграфії відкладів пізньо- і післяльодовикового часу.

Ціє більшу роль у стратиграфічному розчленуванні всього четвертинного покриву в цілому відіграє вивчення захоронених шарів торфу (див. нижче).

Нарешті, варто згадати про приуроченість до болотних і озерних відкладів родовищ залізних руд (болотні і озерні бурі залізні руди), які в ряді випадків можуть представляти промислову цінність.

Болотні відклади утворюються на надлишково зволужених ділянках земної поверхні, на яких під впливом болотних процесів відбувається формування мінеральних і органічних осадків болотного типу. Крім кліматичних і гідрологічних умов, утворенню боліт сприяє рельєф, літологічний склад гірських порід, на яких вони поширені, наявність вічної мерзлоти й господарська діяльність людини.

Розрізняють болота й заболочені землі. Болотом називається надлишково зволожена ділянка земної поверхні, покрита шаром гідрофільної рослинності. Болото — поняття ландшафтне і більш широке, ніж торф'яне болото. Це означає, що болото може й не мати торфу. Для торф'яного болота необхідний шар торфу, умовно не менший 0,3 м по вертикалі в неосушеному стані. Торф'яним родовищем прийнято вважати скупчення торфу в надрах болота, що представляє корисну копалину, коли потужність торфу більша за 0,5 метра. Характеристика торф'яного болота і його типології як ландшафту дається за складом рослинності, особливостями мікро- й мезорельєфу, у той час як торф'яного родовища — за стратиграфією торф'яного покладу і запасами. Торф'яні родовища не завжди пов'язані із сучасними болотами. Вони можуть бути реліктами міжльодовикових відкладів. Утворені колись самостійні родовища, територіально з'єднувались у процесі розвитку і об'єднані в наш час єдиним контуром, утворюють торф'яний масив, а група окремих крупних торф'яних родовищ із великими запасами торфу — торф'яний басейн.

Заболоченими землями прийнято вважати всі надлишково зволожені ґрунти, луки, ліси, що не мають шару торфу або покриті торф'яною товщею менше за 30 см в неосушеному стані.

Головна особливість болотних відкладів полягає в тому, що ці відклади в основній своїй масі (або при значній участі) утворюються за рахунок різного ступеня розкладеної органічної речовини. При цьому протікають складні біогеохімічні процеси: гниття, тління, мінералізація рослинних залишків, міграція хімічних елементів та їх акумуляція в одних випадках й розсіювання в інших. Процес утворення торф'яно-болотних акумуляцій починається з моменту, коли нагромадження органічних залишків перевищує їхнє згоряння й мінералізацію. З цього моменту для болотної обстановки характерні такі умови середовища, при яких відкладання рослинних залишків значною мірою знижується, що й обумовлює прогресивне нагромадження відповідних торф'яних залишків. Процес торфоутворення цілком залежить від зовнішнього середовища (кількості вологи, повітря й температури), наявності мінеральних умов, прискорювального розкладання органічних залишків, й від складу вихідного рослинного матеріалу, який перетворюється у торф.

Порівняно низька температура, надлишкова вологість і нестача елементів для живлення мікроорганізмів знижують процеси розкладання рослинної маси торфу й, навпаки, висока температура, менша вологість й більш вільний доступ повітря сприяють розкладанню рослинних залишків.

Болота утворюються при різних умовах топографії: на плоских вододілах, у дельтах та заплавах річкових рівнинах, уздовж берегів озер і морів при різних кліматичних умовах, але головним чином в полярних та помірних широтах.

Найчастіше болота виникають унаслідок зміни водного режиму місцевості й заростання водойм.

Розрізняють болотні ґрунти й торф'яні відклади. Перші можна розділити на торф'яно-болотні, що утворюються при участі торф'яних мохів, й лучно-болотні, що формуються при лучній рослинності.

Торф'яно-болотні ґрунти бідні солями й поживними речовинами, особливо у випадку заболочування вилужених підзолистих ґрунтів, тому на них розвиваються торф'яні мохи сфагнум, що уникають мінеральних солей, особливо карбонатних. Лучно-болотні (муло-болотні) ґрунти багаті солями, тому що ґрунтові води понижених місць збагачені речовинами, вилуженими

з вододілів. Тому на лучно-болотних ґрунтах розвиваються рослини, вимогливі до поживних речовин ґрунту, які мають значну зольність.

Болотний процес ґрунтоутворення виражається в нагромадженні верхнього акумулятивного горизонту за рахунок органічних речовин, що розкладаються, при виникненні різних газоподібних водневих з'єднань (метану, фосфористого водню, сірководню й ін.) та продуктів відновлювальних реакцій (закисні з'єднання заліза — віваніту, піриту, марказиту, сидериту та ін.) й, нарешті, у виносі, а також нагромадженні заліза й алюмінію у вигляді бурого ортштейну й дерновитої руди.

Процес болотного ґрунтоутворення триває лише доти, поки рослини, що виростають на болоті, проникають своїм корінням через масу, що накопичилася з оторф'янілих залишків, і впливають на материнську мінеральну гірську породу. Як тільки корінь болотних рослин виявляється завислим у торф'янистій масі, тобто перестає стосуватися мінерального дна болота, процес ґрунтоутворення змінюється відкладенням органогенних ґрунтів — торфу й болото одержує назву торф'яного болота, торф'яного покладу.

Нагромадження торфу в природі відбувається двома шляхами: у болотах та при заростанні водойм. У першому випадку залежно від вихідного рослинного матеріалу й умов утворення торф'яні акумуляції розділяються на верхові (оліготрофні), низинні (евтотрофні) й перехідні (мезотрофні) типи торфу. У кожному типі виділяються три підтипи: лісовий, лісотопаний і болотний, а також групи: деревна, деревинно-трав'яниста, деревинно-мохова, трав'яна, трав'яно-мохова.

Верхові болота розвиваються на більш припіднятих елементах рельєфу (на вододілах, терасах рік), поверхня їх звичайно випукла. Головний торфоутворювач таких боліт — сфагнум — розвивається переважно на субстратах, бідних підстилом, й живиться водою, бідною мінеральними солями. Тому торфи верхових боліт мають невелику зольність (від 1,5 до 5%), що складається переважно із двоокису кремнію. Крім того, в них утримується 0,8-1,5% азоту, 0,1-0,2% сірки. У тих випадках, коли в складі торфоутворювачів верхового торфу втримуються чагарники, вони багаті бітумами — до 4% , 4-5%

парафінів, до 10% смол. Віск верхового торфу за складом ближче до монтанвоску землистого вугілля, температура їх плавлення 71-75°. Малорозкладені верхові торфи містять багато вуглеводнів.

Головні торфоутворювачі низинних боліт, тобто боліт, виниклих у більшості випадків в улоговинах — осоки, куга, очерет, мохи і т.д. Низинні болота живляться ґрунтовими водами, що часто містять у своєму складі різноманітні мінеральні солі, тому й торфи низинних боліт відрізняються набагато більшою зольністю (5-20, іноді 50%). У низинному торфі втримується 2-3,8% азоту, 0,3-0,5, рідше до 1% сірки; у золі переважають оксиди кальцію й магнію. Зустрічаються різновидності низинного торфу, багаті фосфором (віваніти).

Наростання торфу в низинних улоговинах приводить до їх вирівнювання. Поверхня торфовищ, що утворюються тут, рівна, плоска, іноді злегка вигнута.

Перехідні болота — це проміжний тип між верховими й низинними болотами. Вони характеризуються помірним мінеральним живленням і змішаним деревним, деревно-осоковим, деревно-сфагновим, осоково-сфагновим й іншим перехідним складом торфів. Зольність перехідних торфів коливається в межах 3-3,8%, вміст азоту-1-2,6%.

Найбільш гарні акумуляції торфоутворювачів — це мохові, сфагнові болота, розповсюджені в північній частині помірних зон Євразії та Північної Америки, потужність торфу в яких іноді вимірюється десятками метрів. Вважають, що середній приріст живого сфагнуму становить 25 мм на рік; нагромадження ж абсолютно сухої маси сфагнуму на площі в 1 га дає 2-2,5 т. Тому, що цей живий приріст надалі піддається розкладанню, в результаті якого загальний об'єм рослинної маси скорочується до 80%, а маси приросту зникають із покладу у вигляді газоподібних продуктів розкладання і їхніх розчинів, то в загальному щорічний приріст торфу за висотою в середньому в 25 разів менший за приріст маси живих рослин. Допускають, що інтенсивність приросту торфовищ за тисячоліття коливається від 0,7-0,8 до 1 м.

Лігнін і воски є найбільш стійкою частиною торфоутворювачів. Інтенсивніше руйнуються білки рослин і целюлоза. Азотні речовини в торфі представлені сумішшю легко гідролізуючих сполук і зовсім негідролізуючих азотних речовин. У малорозкладених

торфах і мохах утримуються феноли, з котрими пов'язана висока стійкість вуглеводів й антисептичні властивості мохів й окремих видів торфів. Зольність особливо висока в низинних торфів, вони багаті також азотом, кальцієм й фосфором. Для них характерна менша кислотність. У верховому торфі азоту майже у два рази менше, ніж у низинному, кальцію й фосфору в кілька разів менше, кислотність їх майже у два рази більша. Одночасно вже вияснено, що ступінь розкладання торфу зростає в межах кожного виду торфу залежно від збільшення отримання золи; збільшення вмісту целюлози приводить до зростання ступеня розкладання. Разом з тим наявність у рослинах фенолів (у мохах, сосні й ін.) гальмує розкладання їхньої органічної речовини.

Зауважимо, що типи боліт і торфовищ змінюються не тільки в просторі, але й у часі. Нерідко можна спостерігати, як товщі торфу зберігають сліди послідовної заміни одного типу іншим, тобто низинні заміщаються верховими або перехідними і навпаки.

Із сказаного видно, що будова торф'яних покладів може бути досить різноманітна за складом торфу й ступенем його розкладання.

Серед боліт з болотними відкладами, що утворюються шляхом заростання водойм, слід розрізняти приморські болота (марші), мангрові болота й прісноводні озерні болота.

Приморські болота виникли в змішаних континентальних і морських умовах. Розвиток їх починається звичайно в захищеній частині мілководної зони, що могла з'явитися в наслідок виникнення на деякій відстані від берега й паралельно йому мілини, або наслідком утворення коси або бара між двома мисами, або наслідком підняття морського дна, або опускання прибережної зони. У морях, в котрих немає припливів або вони незначні, розвиток паралельних берегу обмілин і кіс не має такого значення, як у відкритому океані. Тоді мілководні затоки стають морськими маршами без сприяння захисного бар'єру.

Відклади приморських боліт звичайно складаються з мушель, намулу й органічних речовин. За деяких умов можуть утворитися сильновапнякові осадки. За своєю будовою приморські болота характеризуються різко вираженою шаруватістю, пов'язаною з діяльністю моря. З часом, у міру наростання наносів, приморські болота опріснюються, наближаючись до лучно-болотних ґрунтів.

На півночі Європейської частини Росії такі болота називаються лайдами.

Мангрові болота властиві теплим областям і звичайно утворюються в устєвих частинах рік. Назва болота походить від специфічної флори, що складається з мангрових дерев, іноді значних розмірів, з мережею дихального коріння, котре оголюється під час відпливу. Мангрові дерева утворюють суцільну густу зарість, що зрештою перетворюється в килим з коріння, що переплітається, й гілок. Внаслідок цього в межах самої зарості, й на мореному березі відкладаються значні маси смердючого мулу, збагаченого рослинними залишками.

Прісноводні болота можуть розвиватися на суші залежно від цілого ряду інших причин. Зокрема на берегах малих і мілководних озер, у котрих діяльність води слабка, а також на берегах заток великих озер з похилими берегами на останніх спостерігаються болота, утворюючі з озерами єдині басейни.

Болота районів поширення вічної мерзлоти широко розповсюджені в межах тундри, лісотундри, тайги. Тут в теплі пори року розтоплюються тільки верхні шари ґрунту, а нижня частина ґрунтів залишається замерзлою протягом цілого року. Тому води, що утворюються після танення снігів та літніх атмосферних опадів позбавлені можливості проникати на глибину і зосереджуються на поверхні ґрунту, утворюючи суцільні болота на рівнинних ділянках. Прикладом може бути Західно-Сибірська рівнина.

Торф'яно-болотні відклади тісно пов'язані з геоморфологією місцевості. Так, найбільш великі родовища та поклади торфу зосереджені в лісовій та лісотундровій зонах, меншою мірою з тундровою і в невеликій степені із степовою й напівпустельною зонами. Головний фактор зонального поширення торф'яних утворень — кліматичний (палеокліматичний).

Винятково важливу роль в утворенні торф'яних родовищ відіграє рельєф. За геоморфологічними ознаками (в основному різними формами ерозійного рельєфу) можна виділити торф'яні родовища заплав, древніх терас, вододільного моренного рельєфу, яружні, карстові й ін.

Існує складена геоморфологічна класифікація торф'яних родовищ. Ця класифікація представляє великий практичний інтерес.

Торф'яні родовища, розміщені в однакових геоморфологічних умовах, навіть у широких географічних межах характеризуються близькими генетичними ознаками (типом, глибиною, потужністю, зольністю, ступенем розкладання), що є дуже важливим для вирішення виробничих завдань. Геоморфологічна класифікація дозволяє заздалегідь попередньо розробити найбільш раціональні способи розвідки й видобутку торфу, а також обґрунтовувати меліоративні схеми осушення боліт.

Запитання для самоконтролю

1. Болотний генетичний тип четвертинних відкладів.
2. Що собою представляють низинні, верхові і перехідного типу болота та властиві їм торф'яні акумуляції?
3. Відмінність боліт від заболочених земель.
4. Формування торф'яних родовищ.
5. Що собою представляють торф'яно-болотні ґрунти і лучно-болотні ґрунти?
6. Поділ заростаючих боліт на приморські, мангрові, прісноводні.
7. Болота зони вічної мерзлоти.
8. Торф'яно-болотні відклади і їх зв'язок з геоморфологією місцевості.
9. Опишіть процес заростання озер і перетворення їх у болота.

5.8. Тип льодовикових відкладів

Льодовиками називаються стійкі у часі накопичення льоду на земній поверхні. Формуються вони тільки вище снігової лінії, коли сніговий покрив не встигає повністю розтопитись і випаруватись. Льодовики широко розповсюджені у високих широтах північної і південної півкуль Землі, у високих горах всіх широт. Основна маса льодовиків міститься в Антарктиді та Гренландії. Загальна площа сучасних льодовиків складає 11% від площі суші. Загальний об'єм льоду, який міститься у льодовиках, оцінюється близько 30 млн. км³.

Льодовики на поверхні суші формуються в районах, де протягом року існує від'ємна температура і можливе постійне накопичення снігу і льоду, а також за наявності похилих схилів і западин, захищених від сонця і вітрів. Висоти, на яких утворюються льодовики, в різних районах земної кулі неоднакові і залежать від географічної широти, місцевого клімату, рельєфу,

експозиції схилів, саморозвитку льодовиків. Рівень, нижче якого сніг не встигає розтопитись за літо, називається сніговою лінією. При збільшенні товщини снігового покриву ця лінія переміщується вниз, а при потеплінні та зменшенні товщини снігу піднімається вгору. Найвище положення снігової лінії на північному та південному тропіках, а найнижче — на полюсах, де вона опускається до рівня моря. При наближенні до екватора (зменшення географічної широти місцевості) рівень снігової лінії підвищується, а на полюсах понижується. Оскільки за природними умовами південна півкуля більш холодна, то в ній снігова лінія нижча і на 70° південної широти знаходиться на поверхні Світового океану. У північній півкулі снігова лінія досягає нульової позначки тільки на північному сході Гренландії. Сніг, який накопичився на поверхні Землі, ще не є льодовиком. Для перетворення його в масу льоду він повинен пройти ряд процесів. Накопичуючись у пониженнях рельєфу або на вершинах гір, сніг за літо не встигає розтанути, а тому його маса із року в рік збільшується. Він ущільнюється і під впливом добових коливань температури перетворюється у зернисту масу. Такий ущільнений зернистий сніг називається фірном, а область його накопичення — фірновим полем. З часом фірн ущільнюється, зерна замерзають і він перетворюється у фірновий лід білого кольору завдяки знаходженню в ньому бульбашок повітря. Із збільшенням тиску фірновий лід перетворюється у прозорий кристалічний глетчерний лід бірюзового кольору. Зміна кольору зумовлена видаленням з льоду бульбашок повітря. Перетворення ці проходять протягом сотень років. Із 10 м³ снігу утворюється 1 м³ глетчерного льоду. Якщо 1 м³ снігу важить 85 кг, то маса 1 м³ глетчерного льоду — 909 кг.

Розміри і форма фірнового поля залежать від розмірів зледеніння і рельєфу даної території. Найбільші розміри мають області живлення великих материкових льодовиків Гренландії та Антарктиди. Переважно це великі простори із слабо випуклою поверхнею, покриті снігом. Межу між областю живлення і льодовиком провести досить важко.

У льодовиках виділяють область живлення, де проходить накопичення снігу і перетворення його у фірн, а потім у глетчерний лід, та область стоку, по якій рухається і стікає глетчерний лід. Залежно від співвідношення областей живлення і області стоку, від розмірів і форми льодовики поділяються на три типи: гірські

(альпійського типу), покривні (материкового типу) та проміжні.

Гірськими або альпійськими називають відносно малопотужні льодовики високогірних районів, утворення яких пов'язане з різного роду депресіями у рельєфі — западинами, долинами рік, ущелинами тощо. Такого типу льодовики розвинуті в Альпах, Гімалаях, на Тянь-Шані, Памірі, Кавказі та інших гірських районах північної та південної півкулі планети. Характерним у цьому відношенні є льодовик Федченка на Памірі.

Покривні або материкові льодовики утворюються в полярних районах майже на рівні моря. Льодовики цього типу займають величезні площі і мають значну товщину льодового покриву. На відміну від льодовиків альпійського типу покривні льодовики не мають яскраво виражених форм живлення. Форма таких льодовиків не контролюється рельєфом ложа. Покривні (материкові) льодовики найбільше розвинуті в Гренландії та Антарктиді.

У Гренландії площа зледеніння займає 1,8 млн. км². Лід покриває майже весь острів, за виключенням його південної частини. Товщина льоду в центральній частині досягає 3400 м. Там, де лід проходить по гірських вершинах і утворює так звані вивідні льодовики, швидкість руху льодовика досягає 20-25 м/добу. Частина вивідних льодовиків висувається в море і від їх краю відриваються айсберги.

Найбільшим льодовиком планети є Антарктичний льодовик, який займає площу близько 14 млн. км². У ньому міститься приблизно 24 млн. км³ льоду, що становить 80% від об'єму всіх льодовиків Землі. Окрайні частини льодовиків, які спустились до моря, відколюються і падають в море, утворюючи айсберги. Підхоплені течією, айсберги виносяться в помірні широти, іноді в тропічний пояс, де тануть і зникають.

Айсберги часто досягають надзвичайно великих розмірів (декілька кубічних і навіть десятків кубічних кілометрів). Більша частина айсбергу знаходиться під водою і тільки 1/8 його частина виступає над поверхнею води десятками метрів у висоту.

В Антарктиді щорічно в море змивається до 5 тис. айсбергів.

До льодовиків проміжного (скандинавського) типу відносять плоскогірні льодовики, які утворились на горах з плоскою або плосковипуклою вершиною. На плато утворюється велика льодяна

шапка, від якої в різні боки по схилах плато і по врізаних в них долинах спускаються льодовикові язика. У деяких випадках подібні льодовики, що мають загальний фірновий басейн, можуть виникати не на плоских вершинах, а на випуклих і навіть конусоподібних вершинах гір.

Льодовики порівняно зі снігом і льодом відіграють важливу роль у руйнуванні корінних порід, їх трансформуванні та утворенні нових типів гірських порід. Вони суттєво впливають на формування рельєфу Землі. Рухаючись, маса льоду руйнує гірські породи внаслідок переміщення і тертя льодовика до його ложа та оточуючих схилів долин. Процес руйнування гірських порід під час руху льодовика називається екзарацією або льодовиковою ерозією. Здійснюється за рахунок тиску на ложе та схили долини. Якщо врахувати, що 1 м³ льоду важить 900 кг, то при товщині льодовикового язика 100 м на 1 м² його ложа тисне маса, яка дорівнює 90 т.

Льодовиковій ерозії сприяє тріщинуватість порід. Якщо порода тверда і тріщинувата, то льодовик сильно руйнує її, відломлюючи і виносячи великі уламки.

Цими уламками він шліфує виступи свого ложа. Якщо ложе складене твердими породами, то на його поверхні льодовик залишає глибокі сліди свого переміщення у вигляді багато чисельних подряпин, борозен і льодовикового штрихування. Усі ці форми зорієнтовані у напрямі руху льодовика.

У процесі руху льодовика по гірській долині проходить подальше її заглиблення і розширення. Долина набуває форми великого корита — трогоу. Трогові долини більш прямі, ніж ерозійні, їх нижні частини згладжені, виступи кристалічних порід відполіровані. Дно їх широке і плоске, зайняте мореною.

Трогові долини, розташовані на березі моря і залиті водою під час трансгресії моря, називаються фіордами. Для них також характерні висячі долини і падаючі водоспади.

На дні трогів зустрічаються так звані баранячі лоби, які являють собою скелясті виступи, заокруглені і обточені льодовиком. Поверхня баранячого лоба, звернута на зустріч руху льодовика, згладжена, покрита льодовиковою поліровкою, порізана валунами. На протилежній стороні, звернутій до руху льодовика і переважно більш крутій, поліровка відсутня і видно сліди відриву

і руйнування гірської породи. Довжина баранячих лобів — від декількох метрів до сотень метрів, а висота до 50 м. Вони характерні для районів сучасного і давнього зледеніння.

Кучеряві скелі — це згладжені льодовиком групи скелястих пагорбів, які надають скелястій поверхні хвилястого вигляду. Вони являють собою більш дрібні, ніж окремі баранячі лоби, виступи кристалічних порід.

Своєрідними серед четвертинних відкладів є утворення, пов'язані з явищами зледеніння. Ці відклади значною мірою визначають специфічні особливості четвертинної системи в цілому, хоча в своєму поширенні обмежені лише північними і приполярними областями та високогірними районами. Вони утворюють єдиний льодовиковий комплекс або льодовиковий генетичний ряд, куди входять: а) власно льодовикові — утворені безпосередньо льодовиком; б) льодовиково-потоківі (флювіогляціальні) — осадки потоків талих льодовикових вод; в) льодовиково-озерні осадки прильодовикових озер, які утворилися в депресіях за рахунок талих вод; г) паводково-льодовикові; д) морські льодовикові.

У древні епохи сучасного антропогенного періоду зледеніннями були охоплені величезні простори континентів, які значно перевищували площу розвитку сучасних зледенінь. Центри древньоантропогенних зледенінь знаходилися на Скандинавському півострові, в Альпах, на Таймирі та в інших приполярних і високогірних областях. Маса льоду, що наступала зі Скандинавських гір, зайняли рівнини Північної Європи, більшу частину Східноєвропейської рівнини і досягли південних областей України. Допускають, що товщина льоду в цей період на Скандинавському півострові досягала 3 км, а товщину льоду, яка покривала Східноєвропейську рівнину становила декілька сотень метрів. До початку сучасної епохи скандинавський льодовик зник, залишивши після себе різноманітні льодовикові і водно-льодовикові форми рельєфу і відклади.

Причини періодичної появи зледеніння до цього часу не вивчені. Існує ряд гіпотез, за допомогою яких намагаються пояснити причини періодичного зледеніння поверхні Землі. Однак однозначної відповіді не отримано. Вивчені на сьогодні фактори

виникнення зледенінь можна розділити на дві групи — астрономічні та геологічні.

До головного астрономічного фактора належать зміни в планетарному русі Землі, такі як варіації ексцентричності земної орбіти та кута нахилу земної осі до площини екліптики. Це реальні періодичні зміни, які викликають періодичну зміну клімату.

Поряд з астрономічними на зледеніння поверхні Землі могли вплинути геологічні фактори. Основними такими факторами вважають періодичні зміни у складі атмосфери та тектонічні фактори.

У геологічній історії розвитку Землі помічено безсумнівний зв'язок періодів зледеніння з епохами горотворення. Зледеніння земної кори наступало якраз після епох горотворення, які супроводжувались активною вулканічною діяльністю. Важливу роль у зміні клімату Землі могли відіграти тектонічні рухи. Вони могли переміщувати континенти з однієї кліматичної зони в іншу, піднімати або опускати окремі ділянки земної кори тощо. Все це призводило до зміни клімату на багатьох континентах. Тому зміна клімату, зумовлена тектонічними факторами, могла призвести до зледеніння Землі в широкому масштабі.

Якщо врахувати, що астрономічні та геологічні фактори можуть діяти одночасно, то при сумуванні односпрямованого впливу обох цих факторів можуть виникнути різні зміни в температурі, достатній для чергування льодовикових та міжльодовикових періодів. Протягом кожного льодовикового періоду існував свій план розташування зледенінь на земній поверхні. Зокрема, сучасну епоху для Антарктиди, Гренландії, Шпіцбергена можна назвати льодовиковою, а для решти території Земної кулі — міжльодовиковою.

На Східноєвропейській рівнині виділяють одні вчені чотири зледеніння антропогенного віку: окське, дніпровське, московське і валдайське, інші допускають можливе їх існування більше число. Льодовик наступав зі Скандинавії і рухався на південний захід, південь і південний схід. Льодовикові відклади вкривають значну частину території України, утворюючи льодовикові форми рельєфу на площах дніпровського зледеніння (Сумська, Чернігівська,

Полтавська, Київська, Черкаська, Житомирська, Рівненська, Волинська області), окського зледеніння (Львівська і Волинська області) і валдайського зледеніння (у Карпатах).

5.8.1. Власне льодовикові відклади

Це осадові відклади, утворені безпосередньо дією льодовика, що рухався по породах ложа. Уламки порід нагромаджувались під льодовиком, перед його краєм і на льодовиковій поверхні. Матеріал переносився на значну відстань. Такі відклади з погано відсортованих і різної величини уламків порід захоплених льодовиком називали моренами. А весь хаотично накопичений матеріал, який залишається після льодовика, називають моренними відкладами. Кожному зледенінню відповідала своя моренна товща.

5.8.1.1. Морени і моренні відклади

Розрізняють рухомі морени, які пересуваються разом з льодовиком у вмерзлому стані, і нерухомі, які залишилися на поверхні Землі після танення льодовика. Рухомі морени у свою чергу діляться на поверхневі, внутрішні (серединні), донні, бокові.

При пересуванні і таненні льодовик відкладає морену на своєму ложі у вигляді валів, пагорбів та окремих великих валунів. Така морена називається відкладеною. Довготривале перебування язика льодовика вздовж нижнього краю проходить скиданням з нього морени і створенням валу кінцеві морени, яка нагадує форму льодовика. У горах вал кінцевої морени перетинає поперек трогову долину. При періодичному відступанні льодовик може відкласти декілька валів кінцевих морен. На схилах долини залишається берегова морена, яка складається із більш дрібного уламкового матеріалу. Коли льодовик відступає всією своєю поверхнею і відслонює ложе, то на ньому залишається донна, внутрішня і поверхнева морени. Цей потужний покрив уламкових відкладів називається основною мореною.

На території давнього зледеніння внаслідок льодовикової акумуляції утворились ландшафти моренних рівнин, а в горах — моренні поверхні на днищах і схилах трогів. У більшості випадків це нерухомі (викопні) морени, які складені уламковим матеріалом, утвореним на місці танення льодовика. Іноді вони формують суцільні моренні покриви. Серед них виділяються

моренні вали і моренні пагорби. При цьому моренний матеріал льодовиком не сортується, а тому валуни, глиби, галька і дрібнозем перемішані один з одним. Перші з них мають витягнуту форму в напрямі руху льодовика, а другі являють собою хаотично розкидані пагорби.

Основні морени відкладаються на всій площі розтікання льодовика. У них розрізняють базальну й абляційну фації. Базальні морени утворюються під покривом льодовика, що рухається, з уламкового матеріалу, що виникає за рахунок екзарації порід льодовикового ложа і наявного в придонних частинах товщі льоду. Вони представляють безладну суміш часток, різних за розмірами, від глинистих до крупних брил, валунів. Уламки в більшості гострокутної форми і значно в меншій кількості згладженої форми. Характерним літологічним різновидом є валунний суглинок — сильно ущільнений, з відсутністю прошарків, з різною кількістю щебеню, гальки й валунів різних порід, звичайно чужих для даної місцевості. Потужність відкладів 5-50 м.

Абляційні морени утворюються з осідаючого при таненні льодовика уламкового матеріалу. Через обробку їх талими водами вони більше опіщанені та збагачені крупно уламковим матеріалом. Іноді сильний напір льоду або його тиск викликали пластичність або сланцюватість (кліваж) відкладів. Така сланцюватість виникла в результаті динамічних процесів і отримала назву гляціодислокація. Характерна вона для кінцевих морен. При тиску краю льодовика на відклади, які лежать поперед нього, шари ґрунтів останніх зминалися у складки, часто утворювали насиви, які нагадували тектонічні, але менших розмірів. Вважається, що донні морени утворилися між підшвою льодовика і поверхнею підстилаючих його порід. Звідси морена отримала назву донної. Крім донної ще відрізняють нижню морену. Остання знаходиться безпосередньо в нижній частині самого льодовика. Обидві морени після танення льодовика утворюють єдину морену, яку називали основною (головною).

У ряді випадків моренний матеріал розподіляється майже рівномірно в межах ложа льодовика, не утворюючи горбистого рельєфу. Такі простори отримали назву первинних моренних рівнин (долин). Кожна така рівнина має плоску або слабо хвилясту поверхню рельєфу. Площі, зайняті рівнинним та хвилястим

покровом основної морени, переважно охоплюють великі території, але різні за масштабами. Вони добре виражені в зоні древнього зледеніння і відомі під назвою Головної моренної гряди, а також в областях розповсюдження сучасних льодовиків: Аляска, Шпіцберген, Гренландія тощо.

Головна моренна гряда починається на заході в Данії, далі тягнеться в межах північної Німеччини, Польщі, заходить в межі Литви, Білорусії, досягає півдня Псковської області, й у вигляді Валдайської смуги моренного ландшафту прямує на північ до басейну р. Північної Двіни. Загальна довжина цієї моренної смуги 2800 км при ширині від 5 до 60 км. Часто хвилястий рельєф основної морени супроводжується кінцевими моренами крайової зони мореноутворення. У таких випадках до горбкуватого рельєфу домішуються валоподібні гряди, витягнуті на значні відстані, або розпадаються на ряд окремих продовговуватих пагорбів. В якості прикладу подібного змішаного моренного рельєфу можна навести Валдайську височину, де на основні морени часто нагромаджується матеріал кінцевих морен, утворений як у процесі наступання, так і відступання льодовиків.

Значну роль у формуванні пагорбового моренного рельєфу відіграє рельєф корінних порід, над котрими переміщався льодовик. Такими є виступи корінних порід крейдяного та палеоген-неогенового періодів у Німеччині, кам'яновугільних на Валдайській височині, девонських у Білорусії і т.п. У льодовиковому комплексі основні морени розташовуються позаду кінцевих морен, що відкладалися біля самого краю льодовика.

Краєві (або кінцеві) морени формуються при тривалому стаціонарному положенні краю льодовика при участі талих льодовикових вод, у зв'язку із чим в їхньому складі переважають гравійні піски, насичені галькою, валунами. Потужність краєвих морен іноді досягає 100 м і більше.

Майже всі різновиди морен відрізняються несорттованим матеріалом. У хаотичному безладді в них перемішані глина, пісок, гравій, галька, щебінь і брили різного складу і різних розмірів. У декотрих випадках може переважати грубопіщаний матеріал або валуни (краєві морени, морени гірських льодовиків), в інших переважає тонкий глинистий і суглинистий матеріал, однак завжди має безладні включення більш крупних уламків, гравію і валунів. Нерідко в розрізах морен спостерігаються лінзи і прошарки сму-

гастих пісків та гальки, відкладених у підльодовикових озерах і потоками талих вод.

При визначенні льодовикового походження необхідно враховувати не тільки літологічні ознаки відкладів, але й характер розвинутого на них рельєфу: кінцевих моренних гряд, озерно-горбистих, друмлинових тощо. Однак у ряді випадків спостерігаються відклади, подібні з льодовиковими за складом і формою залягання, але іншого генезису, наприклад, розмиті конуси виносу в горах, накопичення обвалів та зсувів, соліфлюкційні і селеві утворення. Вони нерідко характеризуються такою ж невідсортованістю матеріалу і перегороджують долини подібно кінцевим моренам. З іншого боку, древні морени піддаються значним перетворенням і втрачають свої ознаки, що їх відрізняють. Тому потрібно особливо ретельно і всебічно підходити до вирішення питання про приналежність відкладів до льодовикових.

Досить характерний кінцево-моренний ландшафт, розповсюджений в крайовій зоні льодовика, у межах якої відбувалися найбільші коливання положень границі льодовика при максимальному його розвитку або при більш тривалих затримках у період відступання. Наприкінці кожного зледеніння льодовики залишали в крайовій зоні принесений ними матеріал у вигляді валоподібних гряд з відносною висотою у кілька десятків метрів. Кінцеві морени виникали також у місцях уступів корінних порід, де льодовик зустрічав перешкоди. Часто кінцеві моренні гряди тягнуться декількома паралельними рядами, що розташовуються перпендикулярно до напрямку руху льодовика. Між ними зустрічаються різної величини пониження, заняті річками, озерами й болотами. Відомі обширні заболочені низини (Молого-Шекснинська та інші), вироблені рухом окремих язиків льодовиків. У інших випадках розвинуті поодинокі або паралельні гряди, які зливаються у великі пояси або дуги, що своїм простяганням відображають контури колишнього краю льодовика.

Часто кінцеві морени переходять у пагорбовий моренний ландшафт основної морени, котра звичайно розвинена із внутрішньої сторони (позаду) кінцево-моренних дуг й валів. Як правило, кінцеві морени складаються з нешаруватих нагромаджень щебеню і суглинку, разом з тим, зустрічаються в них і шаруваті

піски. Місцями кінцево-моренні гряди переходять у скупчення крупних валунів та у піщані поля. Це вказує на активну участь льодовикових вод в утворенні кінцевих морен при тривалому припиненні наступання або відступання льодовика.

За способом утворення розрізняють два головних типи кінцевих морен: насипні (акумулятивні) та напірні.

Насипні морени утворюються як в результаті танення льодовика та розвантаження біля його краю накопиченого в ньому різноманітного матеріалу, так і в процесі обвалів і сповзання снігу у фірнових областях. Акумулятивні морени звичайно відображають дві головні особливості стану льодовика в крайовій зоні: чи це топляться на місці значні масиви язиків або блоків льодовика, чи це відступає льодовик і проходить розвантаження матеріалу, що знаходився на ньому та в ньому.

Морени напору пов'язані з динамічною дією краю льодовика на лежачі спереду його рихлі гірські породи. Останні при цьому зминаються у складки, а іноді утворюють насуви, які нагадують тектонічні, але мають порівняно невеликі розміри. У деяких випадках відбувається витискання або випирання сильнозволожених глинисто-суглинистих і пливунних ґрунтів, утворення гряд, валів, пагорбів тощо.

Серед напірних морен виділяють два різновиди, що складаються з моренного матеріалу, перемішаного льодовиками, та з місцевого нельодовикового матеріалу, пересуненого льодом. Напірні морени обох типів широко відомі в Європі, Північній Америці, Гренландії, на Шпіцбергені та в інших районах древнього й сучасного зледеніння.

У тісному зв'язку з напірними моренами описуються радіальні морени, що утворилися в результаті випирання матеріалу в тріщини льоду. Такі морени широко відомі в Північній Німеччині, Швеції й Ісландії. Радіальні морени типу витиснутих озів або друмлинів з піщаними ядрами прекрасно виражені в ряді місць Білорусії. У процесі утворення кінцевих морен поряд з формуванням гряд та валів відбувається їх розмив і розчленовування активною діяльністю талих льодовикових вод. Розвиваються акумулятивно-ерозійні форми рельєфу — ками, улоговини, западини. Круті пагорби, вали й гряди чергуються із глибокими озерами, які виникли на місці розтоплених брил льоду,

вузькими ритвинами або жолобами — пониженнями, виробленими підльодними потоками талих вод. У долинах відбувається утворення моренних терас просідання за рахунок скорочення розмірів льодовиків і просідання льодовикового матеріалу на схилах долин. Дно долин захаращується осадами поверхневих та внутрішніх морен.

Кінцеві акумулятивні морени представлені звичайно пагорбами неправильної форми, витягнутими вздовж краю льодовика. Їх внутрішні (обернені до льодовика) схили більш круті, ніж зовнішні. Пагорби складені переважно шаруватими піщано-гравелітовими відкладами. Морени напору утворюють неправильної форми масивні багатoverшинні пагорби із горбисто-западиною поверхнею, котрі звичайно чергуються з озерами і западинами, які сформувалися на місці витоплених брил льоду; зустрічаються також продовгуваті гряди з напірних валів.

Більшість північногерманських кінцевих морен утворилося в результаті динамічної дії льодовика, при насуванні льоду. Тому будова й склад напірних морен досить складні. Вони можуть складатися з матеріалу даного району і матеріалу переміщеного напором льодовика донної морени. У процесі подальшого руху льодовик може перекривати утворену ним кінцеву морену основною мореною або знищити її повністю. З іншого боку, при відступанні льодовиків напірні морени можуть перекриватися акумулятивними моренами.

Кінцево-моренні пояси четвертинного зледеніння добре збереглися в рельєфі Німеччини, Польщі й західної частини Росії. Вони представляють тут різні стадії зледеніння, причому ступінь їх збереження перебуває в тісному зв'язку із давністю зледеніння, характером підльодовикового рельєфу та ерозійною діяльністю талих вод при відступанні льодовиків.

Утворення моренного рельєфу в наш час широко протікає в областях гірського зледеніння: у Гренландії, на Шпіцбергені, в Антарктиді і т.д. Утворюються морени, трого, кари й інші форми льодовикового ландшафту. Морфологічно вони виражені досить різноманітно, що залежить від геологічних і фізико-географічних умов місцевості, типів льодовиків, умов їх живлення й динаміки,

Льодовики Антарктиди і Гренландії утворюють покрови щитового характеру величезних розмірів і значної потужності. До цього типу належать льодовики частини Канадського арктичного

архіпелагу, Ісландії, Шпіцбергена, Нової Землі й інших островів арктичного й антарктичного басейнів.

Серед сучасних гірських льодовиків виділяють морени донні, внутрішні й поверхневі. Останні ділять на бокові і серединні. Перші (бокові) являють собою гряди з гострим гребенем і відносною висотою 20-30 м, утворюються за рахунок уламкового матеріалу, що падає зі скалистих схилів долин на краєві частини поверхні льодовика. При скороченні розмірів льодовика на схилах долини залишаються берегові вали, що мають подібність до терас. Це — берегові морени, або моренні “тераси просідання”.

Серединні морени утворюються при злитті двох язиків в один і тягнуться уздовж середньої частини останнього льодовикового язика, повторюючи його згини.

Відступ льодовиків супроводжується формуванням кінцево-моренних гряд. Морени гірських льодовиків, як правило, відрізняються від рівнинних більшою грубістю й строкатістю складу. У їхній масі міститься значна кількість щебеневого матеріалу, уламків і брил. Іноді морени щільно спресовані.

5.8.1.2. Друмлини

Друмлини — це продовгуваті пагорби, які розташовані в напрямі руху льодовика в районі накопичення основної морени. Друмлини складені мореною, всередині якої знаходиться ядро з корінних порід. Це відбулося внаслідок того, що льодовик зупинявся вперед перепоною і розвантажував морену перед нею і за нею.

Льодовиковий ландшафт друмлинів представлений різної форми пагорбами, звичайно 10-20 м, максимум 45 м висотою і від декілька сотень метрів до перших одиниць кілометрів довжиною. Ширину вони мають від 100 до 400 метрів. Більш крутими бувають схили пагорбів, обернені у бік, протилежний напрямку руху льодовика. На рівнинах та в передгірних районах зустрічаються групи друмлинових пагорбів, роз'єднаних западинами, зайнятими озерами й болотами.

Западини в друмлиновому рельєфі за конфігурацією співпадають з обрисами пагорбів, тобто мають видовжену форму. У льодовиковому комплексі друмлини розташовуються на внутрішній стороні кінцевих морен. Подібні розташування кінцевих морен

та друмлинів спостерігаються у Вітебській області, в Литві й Латвії.

У Карелії та на Кольському півострові друмлини мають у своєму північно-західному кінці згладжені рухом льодовика скали (баранячі лоби), в “тіні” яких убік руху льоду накопичується моренний матеріал. На рівнині ядро друмлинів складене витиснутими знизу пісками. Часто в крайовій зоні зледеніння, рухаючись зсередини льодовикової області, друмлинові пагорби, поступово укрупнюючись, переходять у типові кінцеві морени. Приклад такого переходу можна бачити на околицях Великих Лук і Себежа.

Класичними територіями розвитку друмлинів у Європі є Швеція, Фінляндія, Карелія, Кольський півострів, Ірландія. Отут спостерігаються різних розмірів видовжені пагорби висотою від 10 до 100 м, витягнуті в тім же напрямку, що й льодовикові шрами й баранячі лоби, тобто в напрямку руху льодовика, довжина пагорбів від сотень метрів до декількох кілометрів.

Крупні поля Друмлинів описані також на території Естонії, Латвії й Литви. У Білорусії друмлини зустрічаються рідко.

Склад і будова друмлинів також досить різні. Звичайно переважають серед них валунні глини, зустрічаються також пачки пісків і намулу з помітною шаруватістю. Останні залягають в підшві або в ядрі друмлина. Іноді в друмлинах помітна квазістратифікація, обумовлена динамічними силами. Ядро друмлина може займати різне положення по відношенню до зовнішніх його контурів.

Існують різні теорії про походження друмлинів. Одні вважають, що вони льодовикового походження, інші — ерозійного, треті зараховують їх до наносів внутрішньо-льодовикових і підльодовикових матеріалів, четверті говорять про змішане їхнє походження (з льодовикових і водно-льодовикових відкладів).

Деякі дослідники думають, що утворення друмлинового й пагорбкового моренного рельєфу відбувалось одночасно. Пагорбковий моренний рельєф сформувався в результаті випирання матеріалу з перехресної системи льодовикових тріщин. Друмлини ж, імовірно, виникли з основної морени, витисненої із системи поздовжніх тріщин, які віялоподібно розходились, що часто спостерігаються на кінцях льодовиків. Та найбільш правдоподібним є припущення тих, хто вважає, що друмлини є результатом виорюючої роботи і акумуляційної діяльності льодовика, в процесі якої,

з одного боку, обточувались скелі, що зустрічалися на шляху і виорювались морени й флювіогляціальні відклади, а з іншого — накопичувались осадки при наступанні й відступанні льодовиків. Хвостова частина друмлина наростала під час поступального руху льоду, а головна — під час його відступання. Цим пояснюється еліпсоїдальна форма будови друмлинів.

5.8.1.3. Відторженці

Зустрічаються в моренах материкових і гірських зледенінь та в багатьох місцях областей плейстоценового і сучасного зледенінь. Відторженці — це більшої або меншої величини брили різних порід, перенесених льодовиками на десятки й сотні кілометрів від їхнього первісного місцезнаходження. Декотрі з них величезних розмірів, як, наприклад, відторженці Вишневолоцько-Новоторжокського валу. Останній являє собою гряду пагорбів, яка простягається на сотні кілометрів при ширині 4-15 км між містами Вижній Волочек і Торжок Калінінської області. Вал складається з девонських й нижньокам'яновугільних моренних і континентальних (вугленосних) відкладів, вкритих зверху чохлам морени, та флювіогляціальних відкладів. Відторженці підстилає типова морена з валунного суглинку, нижче якої залягають середньокам'яновугільні відклади — в ложі льодовикового покриву. При детальному вивченні валу виявилось, що виповнюючі його відторженці були зірвані з Валдайської височини на захід від озер Селігер і Шліно та переміщені льодовиком у район їхнього сучасного місцезнаходження.

Потужність відкладів відторженців досягає 36 м, висота пагорбів їх над р. Тверца 70-175 м. Більш дрібні відторженці відомі в багатьох інших районах. Особливо багато відторженців різновікових відкладів можемо спостерігати серед моренних відкладів у західній Білорусії.

5.8.1.4. Ератичні валуни

Велика кількість відторженців представлена ератичними валунами, перенесеними льодовиками. Вони характерні для всіх форм льодовикових відкладів і служать важливою діагностичною ознакою для вивчення цих утворень — центрів їхнього походження, напрямків руху льодовиків, стратиграфічного розчленування моренних горизонтів й т. п. При цьому визначається форма,

згладженість, розмір, порівняльна довжина й орієнтування осей, орієнтування льодовикових шрамів на навколишніх скелях та ін.

У більшості випадків валуни в морені орієнтовані довгою віссю уздовж руху льодовика, що відклав їх, іноді ця вісь займає поперечне положення (у шаруватих моренах). Це пояснюється характером руху льоду, що волочив валуни за собою. Зміна в розподілі довгих осей відбувається в тих випадках, коли перед осадженням валуни волочаться по покриву льодовика, або в результаті соліфлюкції. Прикладом може служити розташування валунів у моренах Шпіцбергена — паралельне положення переважає з країв крижаного потоку, а перпендикулярне — переважно в центрі.

Льодовикові валуни кристалічних порід, принесені льодом з різних центрів зледеніння, відомі в великих кількостях у Західній Європі, в північних, центральних й західних областях Європейської частини колишнього Радянського Союзу, Північній Америці й інших районах планети. В Україні валуни гірських порід Феноскандинавії зустрічаються по Дніпру до м. Кременчук.

У західній частині Білорусії, на території Гродненської і Брестської областей часто трапляються валуни зі Швеції, з Аландських островів і з dna Балтійського моря, особливо валуни бурих балтійських порфірів. Досить багато в цих областях також валунів з Південної Фінляндії й району Виборга, рівночасно валуни з Карелії зустрічаються дуже рідко. При вивченні валунів важливим є визначення пануючого напрямку довгих осей валунів, ступінь оголеності й вивітрювання валунів та розподілу їх у морені, розмірів валунного матеріалу. Особливо варто звертати увагу на склад валунів, щоб виявити, котрі принесені здалека, а котрі місцеві.

5.8.2. Загальна характеристика водно-льодовикових відкладів

Водно-льодовикові відклади, досить розповсюджені в четвертинному покриві і поділяються на флювіогляціальні (потокково-льодовикові), озерно-льодовикові (лімногляціальні), паводково-льодовикові і морські-льодовикові. На противагу моренним, вони представлені добре відсортованими шарами з гальки, пісків та глини. За складом та характером шаруватості вони нагадують алювіальні відклади, разом з тим відрізняються

від останніх присутністю поодиноких крупних валунів, більшою строкатістю і складністю розрізу (в озах і флювіогляціалних дельтах).

Серед флювіогляціалних відкладів виділяються серединні-, під- і прильодовикові осадки (ози, ками) й позальодовикові (зандрівні піски й флювіогляціалні суглинки). Озерно-гляціалні відклади представлені головним чином стяжковими глинами, що перемешуються з пісками й суглинками. Морські льодовикові відклади відомі у вигляді морен, відкладених льодом на морському дні, прошарків піщано-глинистих осадків та айсбергових відкладів.

Флювіогляціалні й лімногляціалні відклади древнього зледеніння утворилися в крайовій зоні льодовиків і за їхніми межами. В акумуляції цих відкладів брали участь текучі льодовикові води, котрі у вигляді підльодних рік й струмків еродували ложе й створювали вириті заглиблення та підльодовикові жолоби, що перетворювалися після танення льоду в долини рік, озера й болота. В інших випадках потоки, які текли по льодових тріщинах і тунелях цього тіла, а також у вигляді струмків у ритвинах, заповнювались наносом, утворюючи різні акумуляції.

В утворенні цих осадків велику роль відіграє й так званий “мертвий” нерухомий лід і скупчення фірну. У тих місцях, де відбувалося дотавання льодовикового покриву, що розпадався, у зоні його впливу створювалися краєві акумулятивні та ерозійні форми — безладне накопичення моренних пагорбів, лійкоподібних провалів, ерозійних борозен, долиноподібних балок й озерних улоговин. Разом вони становлять характерні відмінні ознаки крайової зони формування льодовикових й водно-льодовикових осадків і форм рельєфу. Тут відбувається руйнування раніше відкладених морен й утворення нових, перебудова рельєфу безпосередньою діяльністю текучої води. При цьому перебудова рельєфу була тим більше значною, чим більше промивались й еродувались раніше відкладені льодовикові осадки й акумулювалися нові, пов'язані з потоками води.

Великий вплив на склад водно-льодовикових осадків крайової зони мали явища пульсації льодовикової й водно-льодовикової активності. Вони виражались у періодичному коливанні більш теплих і холодних кліматичних умов і пов'язаних з ними періодичних наступів і відступів льодовика. У фазу наступання

панували динамічні фактори переміщення й відкладення матеріалу у формі основних й кінцевих морен головним чином напірного типу. Одночасно відбувалося руйнування підльодовикового рельєфу, переміщення крупних брил відторженців, валунів і т.д. У фазі тимчасового відступу переважали водно-льодовикові ерозійні й акумулятивні фактори утворення осадків. Відбувалося нагромадження піщано-гравійного та валунного матеріалу талими льодовиковими водами й переробка раніше створеного рельєфу гідрографічною мережею, що розвивалася, у процесі якої більш підвищені ділянки згладжувалися, а западини та борозни заповнювались більш-менш відсортованими наносами. Такі осадки озів, камів, зандрів, які виражені в рельєфі валоподібними гребенями, пагорбами, конусами, рівнинами зандрів у поєднанні з борознами, озерами й краєвими моренами.

5.8.2.1. Флювіогляціалні відклади

Формуються осадками потоків талих льодовикових вод. Вони розділяються на внутрішньольодовикові і прильодовикові відклади.

Внутрішньольодовикові флювіогляціалні відклади представлені: а) косо- й горизонтально шаруватими прошарками піску, гравію, гальки і валунами озів — звивистих валів та гряд висотою до 20-50 м, орієнтованих поперечно до кінцевих морен; б) пісками, супісками й суглинками камів — обширних пагорбів з похилими та крутими схилами висотою 10-20 м. Розрізняють флювіоками, які пов'язані з водними потоками, та лімноками, що утворюються в льодовикових озерах і характеризуються горизонтальною шаруватістю, нерідко порушеною.

Прильодовикові флювіогляціалні відклади представлені в основному пісками зандрів, які в сторону до льодовика переходять у гравійно-галькові відклади, а до периферії — у суглинки.

Древні льодовиково-потоківі відклади високогірних районів складають галькові тераси, які відходять від перегороджуваних льодовикові долини кінцевих морен. Якщо зледеніння в горах досягало значних розмірів і льодовики не тільки заповнювали долини, але й виходили в передгір'я або в міжгірські западини (аляскінський тип), то талі води, розтікаючись по поверхні передгір'я, створювали широкі поля галькових покривів (Предкавказзя та інші райони).

Для флювіогляціальних відкладів характерна коса шаруватість, іноді складного й різноманітного характеру. Поряд з пачками косих шарів з нахилом в одну сторону зустрічається коса шаруватість, обумовлена пересуванням дрібних знаків брижі й підводним переміщенням осадків. Мінералогічний склад цих відкладів також різноманітний. Найпоширенішими є кварц, польовий шпат, рогова обманка, гранат, іноді піроксен, епідот та інші. Сортування матеріалу флювіогляціальних відкладів виражене менш ясно, ніж у звичайних алювіальних утвореннях. Зерна порід і мінералів відрізняються великою незграбністю, шорсткістю поверхні й неоднорідним складом. Разом з тим вони, як правило, позбавлені розчинних солей і органічних речовини, зокрема рослинних залишків.

За способом походження льодовиково-потоків відклади дуже близькі до алювіальних і розподіл їх значною мірою умовний.

5.8.2.1.1. Ози

Ози — це лінійно витягнуті гряди льодовикових відкладів. Ози являють собою короткі або довгі валоподібні підвищення від 0,5 до 250 км довжиною та від декількох десятків метрів до 2-3 км у ширину підняття. Висота їх від 6 до 80-90 м, найчастіше 20-30 м.

Нерідко ози складаються з окремих пагорбів і гряд. В одних випадках вони витягнуті в напрямку руху льодовика, в інших — йдуть під невеликим кутом або навіть перпендикулярно йому.

Часто ози мають дуже вузький гребінь, нагадуючи звивисте залізничне полотно. Гребінь складається з горбів і знижень, складених, як правило, з різних у гранулометричному відношенні матеріалів. Горби сформовані переважно з більш крупного матеріалу — гальки й валунів, пониження — із дрібного (гравію й піску). Гребеневі горби озів прийнято вважати за центри їх утворення. Зустрічаються групи озів, що складаються із головного озю й бокових відгалужень. На кінці ози утворюють дельту з піщано-галькових конусоподібних відкладів. Злиття ряду дельтових конусів утворюють радіальні ози. Ози, що розташовуються перпендикулярно до напрямку руху льодовика, одержали назву маргінальних (краєвих). До маргінальних озів відносяться фінляндські кінцеві морени.

Найбільш типовим озівим рельєфом представлений у Швеції, Фінляндії, на Кольському півострові. Ози простягаються тут на десятки, а іноді й сотні кілометрів. Наприклад, у межах Пандиверської височини Естонії широко розповсюджені наступні типи озів: 1) вузькі гряди із співвідношенням ширини до висоти 4,5:1, рідко 7:1 при найбільшій ширині 80 м, висоті від декількох до 20 м та нахилі схилів 25-32-42°; 2) широкі гряди із співвідношенням ширини й висоти більше 7:1 при ширині до 1 км та висоті більше 30 м, з пологими схилами й плоскими гребенями, розчленованими на ряд паралельних гряд різної форми. У першому випадку виділяються симетричні гряди з гострим гребенем та гряди з різними схилами й гребенями. У другому типі виділяються плоскі гряди, одні з них з горизонтальним, інші з похилим рівним гребенем. Ози другого типу поширені в північній Естонії і є найкрупнішими, які тут досягають 33 м висоти і складаються з паралельно або під різними кутами одна до одної розташованих гряд. Ози пов'язані з древніми долинами й ерозійними улоговинами стоку, місцями діагонально перетинають древні улоговини стоку, а іноді розташовуються на більш високих частинах рельєфу.

У Білорусії ози зустрічаються рідше, але й тут виявлено біля сотні озівих гряд. Найбільш крупні відомі в районі озера Білого в Гродненській області, біля с. Волколоти Глубокського району. Часто озіві гряди приурочені до низин і простягаються уздовж рівнинних озер. Деякі з них розміщені прямо в озерах, піднімаючись над їхнім рівнем у вигляді вузьких звивистих гряд. Довжина озів Білорусії 0,2-10,0 км, ширина 50-200 м, а висота 5-25 м.

Ози здебільшого складаються із шарів, що чергуються, косошаруватих пісків, гравію й гальки. Іноді в їх будові беруть участь моренні глини й суглинки. Все це свідчить, з одного боку, про утворення озів швидкими і змінними за режимом і напрямком текучими водами льодовикових потоків, а з іншого — про те, що в їхньому формуванні активну участь брав лід, що рухався.

У рельєфі часто виділяються сполучення озів з борозневими озерами, з боків яких розташовуються ланцюги гребенів і пагорбів.

Залежно від будови розрізняють ози галькові, змішані та витиснуті.

У галькових панує грубоуламковий матеріал, який залягає шарами або ж у вигляді змішаної маси. Спостерігається закономірне зменшення величини уламків від горба (центра) до периферії. Грубозернистий матеріал добре промитий, неясно шаруватий або зовсім не виявляє шаруватості.

У поперечних розрізах озів встановлено наступні типи на шарувань: горизонтальне, одностороннє нахилене (від слабкого до крутого в 30°), антиклинальне, слабосинклинальне, комбіноване й неправильне. У поздовжньому розрізі пласти зігнуті або хвилясті. Валунни, що складають ози, мають матову поверхню й позбавлені шрамів, довгі осі їх розташовуються як паралельно простяганню оза, так і перпендикулярно до нього. Дрібним валунам властива подовжено-овальна або округлено-приплюснена форма.

Для змішаних озів характерна участь у їхньому складі й будові водно-льодовикових, піщано-галькових та глинисто-валунних моренних матеріалів. Морени можуть бути всередині ози або покривати його поверхню (ділянки гребеня й схилів). Суцільний плащ морени на озі зустрічається як виключення.

У поздовжньому перетині морена має форму витягнутих ліній, а в поперечному — коротких, заокруглених вздуть з гострими конусами, що вклинюються, іноді загинаються гачком. Під напором льодовика шаруватість і форма шарів місцями порушується — відбуваються зсуви, розриви й дрібні скиди.

У витиснутих озах на відміну від змішаних головну масу складає моренний матеріал, витиснений льодовиком з-під своєї основи. Валунний глинистий матеріал часто має сланцюватість і носить сліди динамічного впливу. Спостерігається неузгоджене його залягання із типовим озовим матеріалом. Морена може й налягати на оз із нахилом шарів під кутом $30-40^\circ$.

Сучасна думка про походження озів зводиться до наступного. Утворення їх відбувалось за рахунок різноманітної діяльності потоків льодовикових вод як у процесі наступання, так і відступання льодовиків. У ложі льодовиків, особливо в процесі танення льоду, існували найрізноманітніші умови для ерозійної та акумулятивної діяльності потоків. Багато з цих потоків могли мати значну силу й енергію для ерозії dna й акумуляції матеріалу з боків, особливо в їх усті. Таким чином, у ложі й на його поверхні створювалися підльо-

довикові борозни, долини, тунелі, люки, колодязі й інші форми, котрі поєднували в собі одночасно ерозійні та акумулятивні форми рельєфу. Цим пояснюється тісне поєднання озкових гряд і пагорбів з борознами, заповненими в цей час озерами й болотами. Наявність різноманітного складу матеріалу в окремих озах вказує на те, що в їх утворенні брали участь як активний, так і нерухомий лід, ослаблення і посилення акумулятивної діяльності потоків, статичний і динамічний вплив льодовикових мас, склад порід, що підстилають, та інші фактори.

5.8.2.1.2. Ками

З відкладенням осадків талими водами зв'язане утворення не менш цікавих, ніж ози, форм рельєфу, що одержали назву камів. Ками являють собою неправильно й безладно розкидані пагорби із шаруватого піску й грубого хряща, відділені один від одного улоговинами. Камовий ландшафт нагадує горбистий моренний, але він більш спокійний за характером і позбавлений безлічі дрібних озер.

Окремі дослідники до камів відносять і ряд інших форм, що зустрічаються в природі. Це камові гряди, що називають камовими кінцевими моренами (гряда на захід від м. Луги), вузькі довгі гряди подібні до оз, камові тераси, які не прилягають до височин і прориті лійкоподібними конусами, що із зовні нагадують карст, височинні столові гряди із замкнутими коритоподібними різними долинами, гігантські льодовикові котли в камовій області (на захід від м. Луги), ізольовані пагорби (горби), що нагадують древні кургани, та інші форми рельєфу. Озера, які зустрічаються серед камів, здебільшого крупні, з неправильними обрисами й великою кількістю островів з наносів дрібних камів. Іноді вони утворюють ланцюжок озер. Звичайно висота камів 10-20 м, іноді 100 м. Ками складені відсортованим з прошарків матеріалом – пісками, суглинками й супісками із гравієм та валунами.

С. А. Яковлев, характеризуючи морфологічні риси камів, відзначав, що всередині шарів завжди добре виражена нормальна, коса, діагональна й виклинююча шаруватість. Серед осадків трапляються валуни й валунний суглинок моренного походження, але морена має форму лінз і включень. В окремих випадках ками

повністю складаються з гальки (галькові піски), більшість із них з поверхні покриті оболонкою з валунних супісків від 0,5 до 2 м товщиною. Валуні в супіщаній оболонці зустрічаються рідко. Супіщана оболонка залягає незгідно на відкладах камів. Іноді на поверхні камів окремими плямами розвинений валунний суглинок. Імовірно, ками, як і ози, своїм походженням зобов'язані потокам талих вод, що протікали в тунельних тріщинах і поверхневих руслах областей "мертвого" льоду.

Дуже часто ками і ози мають подібну будову. Це цілком природно, тому що і ті й інші являють собою водно-льодовикові утворення. Користуючись морфологічним критерієм: ками — це пагорби (горби), горбисті й платоподібні височини; ози — це порівняно вузькі гряди. Ками й ози, що складаються із грубих косошаруватих пісків, гравію й гальки, можна назвати флювіогляціальними або флювіокамами й флювіоозами (властиво озами). Ками й ози, складені горизонтальношаруватими, іноді стяжковими глинами, суглинками, супісками, алевритами й пісками, пропонується називати лімногляціальними (озерно-льодовиковими) камами й озами, лімнокамами й лімноозами.

За місцем утворення ті й інші можуть бути надльодовиковими, прильодовиковими, внутрішньольодовиковими й підльодовиковими, тріщинними, проталинними, тунельними і т.д. Післяльодовикові ками й ози відрізняються тим, що на їхній поверхні плямами з перервами залягає чохол суглинної або глинистої морени, що витопилася з льоду, котрим були складені кривлі підльодовикових печер і тунелів.

Камові відклади широко розповсюджені в Білорусії, в районі Петербурга, Калінінградській, Московській та інших областях Росії, Карелії, у Феноскандинавії, Північній Америці і т.д.

5.8.2.1.3. Зандри

На рівнинах льодовикові води, розтікаючись від краю льодовика плоскими потоками, відкладали піщано-гальковий матеріал у вигляді широких плоских конусів, що одержали назву **з а н д р і в**.

Із флювіогляціальних відкладів зандрові піщано-галькові поля й інші акумуляції вкривають обширні області межиріччя попереду кінцевих морен древніх льодовиків та заміщаючих

їх камів. У річкових долинах зандрові відклади поступово зливаються із древньоалювіальними терасами й переходять у них. Утворення зандрів, імовірно, пов'язане зі складною мережею, що переплітається, льодовикових потоків, рік, річок і струмків. Крупним потокам зобов'язана акумуляція гальково-гравійного матеріалу, більш дрібного — піску, намулу й суглинків. Зандрові відклади в рельєфі виражені у формі конусів виносу, витягнутих по долинах колишніх рік і складних дельт. На рівнинах форма зандрових полів наближається до еліпсоїдальної, у горбистих місцевостях зандри мають різні обриси.

На загальному тлі зандрової рівнини у її рельєфі виділяються улоговини, розташовані здебільшого радіально, ями й котловини (залишки занесених, а потім розталих брил льоду), відкриті борозни, утворені потужними потоками, особливо при виході з-під льодовика.

На рельєф зандрів та їхній склад великий вплив здійснювала динаміка краю льодовикового покриву, пов'язана із сезонними й більш тривалими кліматичними коливаннями, рельєф підльодовикового ложа, режим потоків, склад порід, що піддавалися ерозії й перевідкладенню талими льодовиковими водами.

Серед зандрових відкладів розрізняють: а) типові зандрові, безпосередньо прилягаючі до поясу кінцевих морен відповідного льодовика. Це полого-хвилясті рівнини, що розташовуються безпосередньо за зовнішнім краєм кінцевих морен, тобто за межами розтягнутого льодовика; б) зандрові утворення долинного типу, які виповнюють обширні льодовикові депресії різного походження; в) зандрові флювіогляціальні терасові відклади в долинах рік, звичайно виповнюючі в них найбільш високі тераси. Склад зандрових відкладів різко коливається від грубозернистого матеріалу до утворень лесовидного типу, спостерігається різко виражена горизонтальна зональність диференціації матеріалу в напрямку з півночі на південь. Спочатку йде грубозернистий піщано-гальковий матеріал, який змінюється в міру віддалення від краю льодовика піщаним, супіщаним, потім: пилювато-намуловими ґрунтами лесовидного складу.

Зандрові відклади часто займають обширні площі (у сотні квадратних кілометрів), що вказує не тільки на багатоводність тодішніх потоків, що відкладали, (при таненні льодовика), але й на

відсутність (у той час) виразно вироблених долин. Це приводило до блукання потоків на великій території й відкладення на ній піщано-глинистих і галькових осадків.

Зандрові відклади широко розповсюджені в Німеччині, Польщі й Європейської частини Росії. У Німеччині вони тягнуться великою смугою південніше поясу кінцевих морен різних стадій зледеніння. У Польщі зандри займають великі ділянки у верхній течії Бугу й правих його приток. У Європейській частині вони добре збереглися у верхів'ях Дніпра, у басейні Західної Двіни й в інших районах.

Покривні глини й суглинки, розповсюджені в басейнах Дніпра, Дону та Волги. Також їх вважають флювіогляціальними відкладами. Вони залягають поверх інших четвертинних акумуляцій і за складом подібні лесам. Потужність їх коливається в межах від одного до декількох метрів (до 10), у середньому близько 3-4 м. У розрізі вони більш-менш однорідні, помітна в декотрих випадках слабовиражена шаруватість, зрідка спостерігаються прошарки піску й дрібних валунів.

5.8.2.1.4. Відклади районів поширення вічної мерзлоти

До утворень флювіогляціальних належать також відклади, формування яких відбувається в районах вічної мерзлоти.

Протягом геологічної історії Землі неодноразово відбувались різні похолодання. Вони спричинили наступ льодовиків і виникнення льодовикових епох. У результаті різні частини сучасних континентів виявлялись покритими потужною льодовиковою товщею.

На територіях, які вкривались льодовиками, а також в районах прилягаючих до них у періоди похолодань відбувалось промерзання ґрунту на значні глибини. Навіть у час потеплень на глибині породи залишаються замерзлими круглий рік в районах, де середньорічна температура нижча за 0°C. А там, де вона є плюсовою, але не набагато вищою за нульову, зверху промерзання в зимовий сезон відбуваються на глибину до декількох метрів. Підземні води, які містяться в порах і тріщинах гірських порід, замерзають і збільшують свій об'єм. Розвивається значний тиск, в результаті чого поверхня промерзлого ґрунту деформується. Це явище називається спученням ґрунту. У літній період при

відтаванні глинисті породи, які містять велику кількість вологи, втрачають свою міцність, розкисають і набувають здатності текти. Цей процес називається соліфлюкцією, тобто здатністю ґрунтів текти при відтаванні.

Як уже вказувалось вище багаторічне промерзання ґрунтів виникає в тих районах, де середньорічні температури нижчі 0°C. Воно проявляється в порах і тріщинах гірських порід замерзлої води протягом багатьох століть. Утворену при цьому зону мерзлих порід назвали зоною вічної мерзлоти.

Багаторічно мерзлі породи на земній поверхні охоплюють 40 млн. км² або майже 25% суші. Вони займають значну частину Євразії, Північної Америки, повністю Антарктиду та її шельфову зону, всі острови Північного Льодовитого океану і частину високогірних областей.

На багаторічній мерзлоті переважно лежить шар ґрунту, який розтає влітку і замерзає взимку. Він називається діяльним шаром. Його товщина коливається від декількох сантиметрів до 5-7 м. Вона залежить від кліматичних умов, складу гірських порід, рослинного покриву, експозиції схилів та інших факторів. Наприклад, у пісках і галечниках товщина діяльного шару становить 2-4 м, а в торф'яниках — 0,3-0,8 м. У діяльному шарі проходять активні фізико-географічні процеси зони багаторічної мерзлоти.

У районах розвитку багаторічної мерзлоти схилі процеси надзвичайно активні, хоча вони захоплюють переважно тільки невеликий за товщиною діяльний шар. Найбільш активним руйнівним процесом на схилах гір є соліфлюкція — стікання перезвожених рідких і пластичних порід по багаторічній мерзлоті. При цьому ґрунт насичується вологою за рахунок танення наявного в ньому льоду.

У переважній більшості соліфлюкція розвивається на схилах складених супісками, суглинками, пилюватими пісками та іншими дрібноуламковими породами. Названі породи мають надзвичайно велику вологість, а тому вони різко втрачають свою стійкість при сезонному відтаванні та надлишковому перезволоженні.

Соліфлюкція розвивається в основному на схилах гір, крутизна яких становить від 8 до 15°. На схилах меншої крутизни стікання ґрунту переважно не відбувається через його

велике тертя по поверхні не розтоплених порід. На схилах, кути падіння яких перевищують 25° , дрібнозем вимивається талими та дощовими водами, а залишений грубоуламковий матеріал утворює осипи та куруми.

Соліфлюкція створює різні форми мікрорельєфу, основними з яких є соліфлюкційні тераси, язика і невеликі пагорби. Переважно вони утворюються біля підніжжя схилів, де концентрується велика маса зсунутих порід. Часто такі форми рельєфу виникають на схилах, якщо пливун на своєму шляху наштовхується на виступи корінних порід, дерева та інші перешкоди.

На рівнинних територіях дуже часто спостерігаються пагорби спучення, які являють собою кріогенні форми рельєфу заокругленої форми висотою від 20-40 см до 30-40 м, діаметром в основі від декількох метрів до 100-200 м. Утворюються вони при промерзанні сильно зволжених або водоносних дисперсних порід в результаті збільшення їх об'єму. Розрізняють однорічні і багаторічні пагорби спучення.

Поряд з пагорбами спучення на рівнинних територіях в районах багаторічної мерзлоти широко розповсюджені термокарстові форми рельєфу.

Термокарст — це процес витавання підземного льоду, який супроводжується просіданням поверхні Землі і появою від'ємних форм рельєфу. Просідання вищележачих пластів відбувається не тільки при таненні прошарків і лінз, але й сильно просякнених льодом ґрунтів, оскільки вони можуть містити в собі до 50% льодової маси. Форми рельєфу, які виникають при цьому, називаються термокарстовими. Вони є різновидностями псевдокарсту.

Таким чином комплекс відкладів, що утворилися внаслідок взаємодії льодовика та його талих вод з породами субстрату, називають льодовиковими відкладами.

5.8.2.2. Паводково-льодовикові відклади

Серед водно-льодовикових відкладів Г. Й. Горецький (1958) запропонував виділяти ще окремо паводково-льодовикові осадки. Вони істотно відрізняються від типових флювіогляціальних й алювіальних відкладів своїм складом, умовами утворення й заляганням у рельєфі. Широко розповсюджені паводково-

льодовикові відклади в басейні Дону, Волги, Ками, В'ятки та в інших районах. На його думку в басейні Дону до цих відкладів належать кучугурні піски у вигляді обширних терас лівобережжя Дону й нижньої течії його лівих приток: Ведмедиці, Хопра, Бузулука та інших. Вони тягнуться паралельними ланцюгами кінцевих морен, немов обрамляючи ріку. Кучугурні піски не містять валунів і щебеню, перешаровуються з лесовидними суглинками й нерідко переходять у них з горизонтальним нашаруванням.

Г. Й. Горецький вважав, що кучугурні донські піски мають ряд ознак, що відрізняють їх за походженням від алювіальних відкладів. До числа таких ознак він відносить наступні: серед них не розвинуті типові заплавні й старичні фації, разом з тим у них зустрічаються відклади озерної фації, які залягають серед пісків горизонтальними шарами різної потужності й великої протяжності, що не властиво алювію. Ці піски в порівнянні з алювіальними мають підвищену потужність і характеризуються яскраво вираженою горизонтальною та хвилясто-горизонтальною шаруватістю; алювіальним піскам властива різка перевага косої шаруватості й наявність чисельних лінз та пакетів; потужність перигляціальних паводково-льодовикових відкладів звичайно зменшується вниз за течією, у той час як алювіальних, навпаки, зростає. Це одна ознака паводково-льодовикових осадків — залягання, що настилає їх на різні елементи рельєфу без значного ерозійного впливу на них.

Г. Й. Горецький відзначає також, що перигляціальні паводково-льодовикові відклади Дону істотно відрізняються від справжніх флювіогляціальних осадків. Останні складаються із гравійно-галькових нагромаджень з багатим вмістом у них кристалічних порід, що залягають під перигляціальною товщею. Важче, однак, відрізнити їх від флювіогляціальних відкладів, відомих за назвою долинних зандрів, утворення яких пов'язане з дольодовиковими депресіями. Для долинних зандрів характерне скупчення талих вод у дольодовикових депресіях із затрудненим відтоком, у той час як перигляціальні утворення Дону, Волги й Ками мають вільний стік талих вод, застій їх відсутній — вони приурочені не до широких долинних депресій, а до відкритих балок стоку.

У басейнах Волги, Ками й В'ятки відклади представлені перешаруванням дрібнозернистих промитих, нерідко пилюватих й глинистих пісків і супісків жовтого, темно-жовтого, бурувато-жовтого й жовтувато-сірого кольору. За даними Г. Й. Горецького, літологічний склад, зокрема зростання піщаної товщі в міру наближення до границі зледеніння, зменшення потужності осадків в області Ками — Волги з 60-75 до 15-20 м й менше, досить різкий ухил покрівлі осадків безпосередньо в предльодовиковій смузі, значна участь у складі перигляціальної товщі делювіальних і пролювіальних нагромаджень і т.п., вказує на істотну відмінність цих осадків від алювіальних.

Змальовуючи загальну схему утворення перигляціальних паводково-льодовикових осадків, Г. Й. Горецький відзначає значну роль у їхньому утворенні талих льодовикових вод, які періодично надходили в улоговини стоку й вільно, хоча й уповільнено, стікали в південному напрямку. Паводковий режим був тривалим й ритмічно пульсуючим залежно від інтенсивності танення льодовика. Перигляціальний басейн (водойма) не був прильодовиковим або периферійно-льодовиковим озером, а мав свобідний відтік на південь з ухилами 1-2 дм/км, чим забезпечував інтенсивну зміну води в басейні, не властиву озерам. Перигляціальна водойма не була також рікою, яка текла з периферійно-льодовикової області, що живила талими льодовиковими водами. Води даного басейну не виробляли нової долини, в ньому не було змін паводків на межень у руслі, і у зв'язку з цим були відсутні й умови для накопичення алювію з його закономірним сполученням специфічних фацій.

Перигляціальна формація Дону, Волги й Ками становить як би сполучну ланку між льодовиковою й лесовою формаціями. У її будові спостерігаються горизонти похованого ґрунту, що включають у себе пачки й шари лесовидних суглинків й супісків. У зв'язку з цим Г. Й. Горецький пропонує виділяти паводково-льодовикові відклади в самостійний генетичний тип осадків, які помітно відрізняються від близьких до них зандрових й алювіальних утворень. Ці відклади разом із зандровими й долинно-зандровими доцільно віднести до перигляціальної формації. До льодовикової формації пропонується віднести лише генетичні типи моренних, флювіогляціальних, озерно-льодовикових й льодовиково-морських відкладів.

5.8.2.3. Озерно-льодовикові відклади

Детальними дослідженнями озерних відкладів у Білорусії було встановлено, що вони характерні для всієї четвертинної товщі і кожна міжльодовикова епоха супроводжувалася широким розповсюдженням тут озерних водойм. Серед древніх озерних відкладів широко представлені власне озерні, озерно-алювіальні (старичні, заплавні), озерно-льодовикові. Озерні відклади всіх типів відрізняються складним літологічним й полімінеральним складом. Серед осадків тут видне місце займають алеврити, карбонатні суглинки, мергелі, вапнякові глини, кремнеземисті і вапнякові сапропелі.

Накопичення льодовикових і водно-льодовикових осадків в озерах відбувається на їх дні, в їхніх дельтах, на терасах та в прибережній зоні. Залежно від цього виділяють чотири основних типи озерно-льодовикових відкладів: осадові відклади дна, відклади дельт, відклади грубоуламкового валунного матеріалу залишеного безпосередньо льодовиками й відклади узбереж (піщані пляжі, коси та ін.).

Озерно-льодовикові відклади бувають представлені тонкими і горизонтальними прошарками пісків, алевролітів і глин. Найбільш типовими для них є стрічкові (стяжкові) відклади, які характеризуються тонким правильним чергуванням тонкозернистих світлих піщаних і алевритових прошарків з темними ще тоншими прошарками (долі мм — перші мм) темних глин. При цьому кожна пара шарів відповідає нагромадженню осаду протягом одного року (улітку — піщаного, узимку — глинистого шару). Прильодовикові озера виникали в депресіях на периферії льодовикового покриву в результаті підпружування талих і річкових вод краєм льодовика. Також такі озера відомі всередині крайової частини льодовика, особливо в умовах його деградації й розпадання на мертві брили, які загубили (втратили) зв'язок з живлячим льодовик центром зледеніння.

Порівняння великої кількості аналізів з різних районів розповсюдження стрічкових глин півночі й півдня Білорусії дозволяє відзначити, що глини вюрму характеризуються більш високим вмістом Al_2O_3 , Fe_2O_3 і MgO , ніж ріссу. У стрічкових глинах півдня вища кількість SiO_2 . У них також вищі значення коефіцієнтів варіацій вмісту CaO й Fe_2O_3 та CaO й MgO , викликані різним складом порід.

Стрічкові глини на території Білорусії розвинуті досить широко, але розповсюджені нерівномірно. Вони представлені перешаруванням зимових та літніх стрічок, з осадків, що осідали на поверхню води влітку і на поверхню льоду зимою. Зимові стрічка-шар — більш темна за кольором і складається з добре відсортованого глинистого матеріалу, літня — більш світла та найчастіше представлена алевритом. Потужність як глинистих, так й алевритових стрічок різна: від часток сантиметра до 4-5 см. Крім алевритових стрічок, у перешаруванні із глинистими зустрічаються стрічки тонкозернистого піску. Стрічкові глини бувають різного забарвлення: сірі, бурувато-сірі, зеленувато-сірі, червоно-бурі, темно-коричневі. Глини і алеврити бувають як добре збережені, так і сильно вивітрілі, тріщинуваті, з масою вапнякових стяжінь. В одних місцях вони мають чітко виражену стрічкову текстуру, в інших — погано. Стрічкові глини характеризуються різними умовами залягання та утворення.

Так, в межах Білорусії (північної частини) поширені стрічкові глини, утворені в крупних прильодовикових басейнах, що розташовувалися перед краєм льодовика у великих низинах. Глини залягають тут неглибоко (0,20-5,0 м) на великих площах і мають пластову, рідше пластово-лінзоподібну будову. Потужність їх від 3,0 до 15,0 м і більше.

У вертикальному розрізі товща стрічкових глин басейнового типу неоднорідна. У ній чітко виділяються два горизонти: верхній, складений стрічковими глинами червоно-бурого кольору (потужність 2,0- 2,5 м), і нижній, складений темно-коричневими (потужність до 4,0- 6,0 м і більше).

Область поширення стрічкових глин, яка охоплює середню частину території Білорусії, складена головним чином моренним матеріалом. Середньоантропогеновий льодовик залишив цілий ряд краєвих утворень, що перетинають територію Білорусії майже в широтному напрямку, утворюючи ряд височин (озерного походження камів).

Окремі височини складені валунним суглинком і супіском, а також піщано-гравійно-гальковим невідсортованим або добре відсортованим флювіогляціальним і озерно-льодовиковим матеріалом. В озерах, існуючих на поверхні льоду або обрамлених льодяними берегами, відкладалась тонкошарові піщані осадки, які після роз-

топлення льоду збереглися у формі водно-льодовикових камів. Останні характеризуються безладним горбисто-котловинним рельєфом із крутими схилами з країв піщаних нагромаджень, що відображають форму льодяних бортів серединнольодовикового озера ("схилів льодовикового контакту"). Для камових піщаних відкладів характерна паралельно-обволікаюча шаруватість, присутність поодиноких валунів, іноді тонкий покрив морени (валунного суглинку).

Вивчення камів становить великий інтерес для встановлення місця розташування крайової зони древнього зледеніння і утворення мертвих брил льоду, а також як значних джерел піску для господарського використання (будівельні, формувальні піски тощо).

У межах смуги крайових утворень в цілому і окремих височин широко розповсюджені стрічкові глини й супіски озерно-льодовикового походження. У більшості випадків вони відомі в замкнутих пониженнях серед кінцево-моренного ландшафту, на вершинах, а часом складають пагорби. У вигляді окремих утворень нерідко їх можна зустріти на міжрічкових просторах цієї області.

Формування стрічкових глин у розглянутому районі проходило в серединнольодовикових басейнах у заключній стадії відступання льодовика. У його крайовій зоні, на поверхні та всередині льодовика, в тріщинах утворилися різних розмірів водойми, до яких зносився тонкий матеріал, розсіяний у товщі льоду, а також продукти перемиву морени. При остаточному розтопленні льоду матеріал, що нагромадився в басейнах, у тому числі й стрічкові глини, залишався на поверхні, по якій рухався льодовик.

За площею серединнольодовикові басейни значно поступаються прильодовиковим басейнам. Стрічкові глини серединнольодовикових басейнів утворюють лінзи і гнізда, які то віддалені одні від других на значні відстані, то дуже зближені. Найчастіше окремі лінзи орієнтовані в меридіональному або близьких до нього напрямках, рідше — у широтному. Розміри окремих лінз коливаються в широких межах: довжина — від 250 до 450 м; ширина — від 40 до 100 м; площа їх дорівнює 2,7-10,0 га. Потужність стрічкових глин серединнольодовикового басейну дуже різноманітна й коливається від 0,40 до 10,0 м, частіше 3,0-4,0 м.

Відсутність чітко вираженої диференціації глинистого й алеврито-піщанистого матеріалу в стрічкових глинах серединно-льодовикових басейнів на відміну від стрічкових глин прильодовикових басейнів, де добре виражена просторова диференціація озерно-льодовикових відкладів у цілому, пояснюється тим, що ці басейни не перебували в межах активної частини льоду й фактичного переносу вимивного матеріалу тут не відбувалося.

У південній частині Білорусії стрічкові глини мають локальний характер поширення. Серед кінцево-моренних утворень новоантропогенного часу (південна частина) стрічкові глини зустрічаються на окремих обмежених ділянках, залягаючи переважно у вигляді лінз невеликих розмірів.

Співвідношення глинистих й алевритових стрічок у розрізах стрічкових глин й у різних частинах однієї й тієї ж площі неоднакове: в одних випадках перешаровування представлено відносно рівномірним чергуванням глинистих й алевритових стрічок, в інших — переважають алевритові або глинисті стрічки.

Глинисті мінерали несуть сліди вивітрювання і структурних змін. Вторинні глинисті продукти створюють у глинах прожилки, гнізда й згустки.

Покривні суглинки являють собою проблематичні утворення, прилягаючи до льодовикового ряду. Це безвалунні не шаруваті суглинки, покриваючи малопотужним плащем різні елементи рельєфу, в тому числі плоскі вододіли. Вони розповсюджені в льодовиковій і прильодовиковій областях. Генезис їх недостатньо вивчений. Можливо, частина з них відкладалася в озерних басейнах розташованих на льодовиках, частина пов'язана з віддаленими фаціями стоку талих вод, а частина має делювіальний генезис. У більш південних районах можлива участь в їх складі еолового пилу.

Сучасні льодовикові озера утворюються в місцях льодовикової ерозії й виорювання, льодовикової акумуляції осадків, особливо в крайовій зоні та у місцях льодовикових загат. Найбільше поширені льодовикові озера в місцях, що утворилися в крайовій зоні серед моренних рівнин камового, озового, друмлінового й зандрового ландшафту. У Європі й Північній Америці багато з них займають значні розміри й велику глибину. Льодовиковими озерами плейстоцену є Великі озера в Північній

Америці; під впливом льодовика формувалося сучасне Балтійське море й багато озер Фінляндії, Швеції, Німеччини, Прибалтики, Карелії, північно-західної частини Російської рівнини тощо. Сучасні льодовикові озера зустрічаються в Альпах, Гренландії, на Шпіцбергені, Алясці, у Гімалаях й інших сучасних льодовикових районах. Спостерігаються випадки, коли бурхливе танення льодовиків супроводжується значним виносом води й рихлого матеріалу, що різко підвищує рівень води в ріках й озерах. Так, 1929 року в результаті бурхливого танення гімалайського льодовика було винесено 1475 млн. куб. м матеріалу. Поверхня утвореного тут озера склала біля 65 кв. км, глибина — 122 м. При цьому швидкість потоку досягала 22 км/годину. Такі ж явища відомі в Скандинавії, Альпах, Ісландії, Північній і Південній Америці й в інших льодовикових районах.

Склад відкладів дна льодовикових озер залежить від розміру озера, характеру поступлення матеріалу, течій тощо. У більшості випадків на дні льодовикових водойм утворюються виразно шаруваті піски, супіски, суглинки й глини. Часто в розрізі товщі спостерігається чергування супіщано-піщаних й глинисто-суглинистих шарів, що утворюють стяжкові осадки. Кожна пара таких шарів утворить річну стрічку потужністю від часток міліметра до 1-30 см. На краю льодовика потужність стрічок більша, ніж у протилежному кінці передльодовикового озера. Нерідко серед озерно-льодовикових осадків зустрічаються мергелі, а крупно уламковий матеріал завжди відсутній. У мінералогічному складі цих відкладів відзначають кварц, монтморілоніт, хлорит, мусковіт та деякі інші мінерали.

Потужність стрічкових відкладів досягає іноді декількох десятків метрів, а число стрічок в окремих розрізах, наприклад у Карелії, досягає 1000 й більше. Потужність річних стрічок тут 1-2 мм. Вони згідно налягають одна на одну й зберігають горизонтальне положення на значних площах. У потужній товщі стрічкових відкладів часто чітко виділяються характерні опорні стрічки та маркуючі підгоризонти. На підрахунку шарів стрічкових осадків заснований метод визначення їхнього абсолютного віку, котрий останнім часом підтверджений радіовуглецевими вимірами. Цей метод, запропонований де Геером, з успіхом застосовується у Швеції, Фінляндії, Канаді й Росії.

Головна область поширення стрічкових відкладів — північно-західна частина території Росії. Тут вони відомі переважно як пізньольодовикові утворення, пов'язані з відступом вюрмського льодовика, та як міжморенні відклади, характерні більш древнім зледенінням.

У районі Петербурга стрічкові відклади залягають суцільним шаром потужністю до 6-8, місцями до 15 м. Товща цих відкладів неоднорідна й звичайно складається з декількох шарів, різних за гранулометричним складом і кольором. Шаруватість правильна й виразна. Присутні стрічки грубопіщанисті, гравелітисті й тонкоглинисті. Потужність піщаних стрічок коливається від 2 до 20 мм.; часто в них спостерігається погане сортування матеріалу, за складом подібного з мореною. У декотрих випадках у складі цих відкладів спостерігаються органічні залишки — кістки прісноводних риб (сига й сом), представники полярної рослинності та кремневі спікули губок. У стрічкових глинах району Петербурга, Латвії, Білорусії зустрічаються залишки тундрових й інших рослин.

Як відзначалося вище, в числі інших озерно-льодовикових відкладів виділяють осади дельт, льодовикові глини з ератичними валунами й акумуляції прибережних валів, пляжів і терас. Відклади озерно-льодовикових дельт утворюються в устях льодовикового потоку, який впадає в озеро. Такі дельти яскраво виражені у Фінляндії. Розміри їх коливаються від 6 до 8 км уздовж краю кінцевої морени й від 2 до 3 км у напрямку, перпендикулярному до нього. Велика дельта характерна для оз. Агасіс в Північній Америці. Звичайно озерно-льодовикові дельти складені крупнозернистими осадками: валунами, галькою, гравієм й піском. Будова відкладів значною мірою залежить від привносу льодовикового матеріалу й розмиваючої діяльності потоків, що діють у субаеральній і субаквальній частинах дельти.

В осадах дна й дельт зустрічаються гнізда ератичних валунів і моренної глини. Такі гнізда характерні, наприклад, для осадків Великих озер. Утворення їх зв'язане, імовірно, із швидким розвантаженням льодовикового матеріалу на дні озера.

У смузі прибою, а також розмиву утворюються різні прибережні й терасові відклади пісків, гальки й іншого грубо- й тонкозернистого матеріалу.

Терасові й дельтові відклади характерні також для багатьох льодовикових озер Швеції й Норвегії. Вивчення їх представляє великий інтерес для відтворення) палеогеографічних умов діяльності льодовиків і водно-льодовикових потоків, змін берегової лінії, стратиграфічної будови й літологічного складу товщі.

5.8.2.4. Морські льодовикові відклади

У морських басейнах плейстоценового й сучасного зледеніння широко розповсюджені морські льодовикові відклади. Вони представлені моренними утвореннями плаваючих льодів й айсбергів, наносами дельт і морського узбережжя.

Відомо, що в льодовикових районах Арктики й Антарктики великі маси материкового льоду відриваються від льодовиків й у вигляді пливучих льодяних гір великих розмірів (довжиною до сотень кілометрів) переносяться течіями або осаджуються на дні моря в прибережній мілководній зоні. Разом з ними переміщуються і відкладаються на морському дні валуни, галька, піски, глина, утворюючи моренні або подібні їм акумуляції. Часто в морені присутня морська фауна, що потрапила в неї при русі льоду по морському дні. Треба, однак, відзначити, що морські умови при вільному переміщенні айсбергів й льодів не сприяють утворенню ясно виражених морен. Останні можуть виникнути лише при стаціонарному розвантаженні в місцях, які заважають їх переміщенню. Такими місцями є окремі затоки, фіорди, крупні бар'єри у вигляді банок і кіс у прибережній зоні. У ряді випадків, наприклад у Гренландії, язика льодовика далеко виступають у море. На краю їх відбувається розвантаження уламкового матеріалу, що зноситься в море з льодовиками.

Більш значну роль у морських відкладах дна й дельт відіграють муттеві льодовикові потоки, що несуть масу уламкового матеріалу. Такі потоки заповнюють піщано-глинистим матеріалом фіорди Норвегії, Ісландії й Гренландії, прибережну зону Шпіцбергена й Аляски.

Потрапляючи на морське дно каламуть, створена талими льодовиковими водами, пошарово відкладає осадкові акумуляції, у складі котрих є піщано-глинистий та муловий матеріал. Тут не утворюються ясно виражені стрічкові осади, характерні для

озерно-льодовикових відкладів. Це пояснюється тим, що глинисті частинки в морському середовищі під дією електролітів морських солей швидко коагулюють й не дають таких тонкоглинистих стрічок, які формуються в умовах прісного озерно-льодовикового водного середовища.

Морські льодовикові відклади, на жаль, ще зовсім мало вивчені. Тим часом їхня участь у складі льодовикового комплексу уламків, імовірно, більш значна, ніж ми припускаємо.

Таким чином, ми коротко розглянули весь комплекс льодовикових і водно-льодовикових відкладів, умови їхнього утворення й специфічні геоморфологічні типи й форми. Із сказаного видно, що льодовиковий комплекс буває представлений власно льодовиковими відкладами, моренами, друмлинами, валунними глинами й водно-льодовиковими відкладами. З внутрішньої сторони від кінцевої морени льодовиковий комплекс складається з рівнинно-моренного рельєфу з пагорбами друмлинів, озів й камів, а понижені частини його утворюють улоговини язикового басейну. Із зовнішньої сторони морен розташовуються зандрові поля, які переходять у смуги терасових річкових долин. В умовах озер й морського дна утворюються різні морські шаруваті відклади, широко розповсюджені в областях плейстоценового й сучасного зледеніння.

Льодовик, що рухався на суші або по дну водного басейну, міг виорювати відклади, що утворилися колись, роблячи при цьому значні порушення й деформації в їхній шаруватості. Деформації, які відбувалися в такий спосіб, являли собою звичайні порушення в стрічкових глинах. У таких зім'ятих глинах часто можна було зустріти валуни.

Запитання для самоконтролю

1. Який генетичний ряд четвертинних відкладів охоплює єдиний льодовиковий комплекс?
2. Власно льодовикові відклади гірських і материкових льодовиків.
3. Морени материкових льодовиків і їх відклади. Базальна і абляційна фації основної морени та насипний (аккумулятивний) і напірний типи утворення кінцевих морен.
4. Морени і моренні відклади гірських льодовиків.
5. Друмлини.

6. Відторженці та ератичні валуни.
7. Загальна характеристика водно-льодовикових відкладів.
8. Флювіогляціальний тип четвертинних осадків.
9. Ози і озіві відклади.
10. Ками і камові відклади.
11. Зандри і зандрові накопичення.
12. Що знаєте про покривні глини і покривні суглинки?
13. Що знаєте про відклади районів поширення вічної мерзлоти?
14. Тип паводково-льодовикових відкладів.
15. Озено-льодовикові відклади. Осадки дна, дельт, прибережних валів, пляжів, озерних терас.
16. Що собою представляють стяжкові (стрічкові) відклади.
17. Морські льодовикові відклади.

5.9. Тип еолових відкладів

Вітер виконує велику геологічну роботу. Він видуває та розвіює частинки гірських порід різних розмірів. Цей процес називається дефляцією. Дефляція завдає величезних збитків сільськогосподарським землям, які внаслідок видування втрачають верхній родючий шар ґрунту. При інтенсивних суховіях за одну бурю розвіюється і втрачається до 10-12 см найродючішого верхнього горизонту ґрунтів. В Україні дефляції зазнають південні степові райони, а також окремі території на Поліссі.

Вітер може руйнувати міцні гірські породи уламковим матеріалом (переважно піском), який ним (переважно в пустелях) здійснюється і переноситься. Ударяючись піщинки тривалий час об виступаючі гірські породи, руйнують їх. Таке явище називають коразією. Частинки піску можуть підніматися вітром на висоту 2-3 м, зрідка до 8 – 10 м. Максимальна коразійна робота властива для нижніх 1-2 м над землею, де зосереджено найбільше сипучого матеріалу. Внаслідок коразії не тільки руйнуються монолітні породи, але й посилюється вивітрювання.

Еолові (вітрові) відклади включають три основні генетичні різновиди — піщані, пиловидні та вулканічні. До перших належать перевітаємі еолові піски пустельних областей. В залежності від режиму вітрів виділяють декілька типів аккумулятивного піщаного рельєфу: бархани; барханні ланцюги; пірамідальні форми; грядові форми; горбисті піски тощо).

На узбережжях морів, озер, рік, де є накопичення пісків, формуються берегові і материкові (“параболічні”) дюни.

До другого генетичного різнотипу еолових відкладів належать еолові леси. До третього — вулканічні попели.

5.9.1. Еолові піски

Еолові піски утворюються в основному в результаті вітрової переробки піщаних, морських й озерних відкладів, а також вивітрювання корінних порід у каменистих пустелях. Піски добре відсортовані за величиною зерен — круглих, нерідко відшліфованих, які переважно складені кварцом.

Важливе значення має спостереження над рельєфом з метою встановлення еолового генезису піщаних нагромаджень. Ознаки сучасного перевітряння пісків і утворення при цьому форм еолової акумуляції (бархани, дюни тощо) досить відомі. Складніше визначити еолове походження древніх піщаних нагромаджень, що знаходяться тепер у фізико-географічних зонах, яким еолові процеси не властиві. Під впливом розмиву типовий еоловий рельєф може не зберегтися, і тоді еолове походження пісків у таких випадках може бути доведене лише на підставі наступних літологічних ознак (Федорович, 1950):

- 1) гарна овальна, згладжена і відполірована форма піщинок, які нерідко мають округлу форму;
- 2) основна маса піску (до 90-99% об'єму) припадає на фракцію 0,25-0,05 мм, більш дрібні і крупні фракції зустрічаються лише в долях процента;
- 3) різке збагачення найбільш стійкими та твердими мінералами, зокрема кварцом;
- 4) наявність на пісковиках півки пустельного загару (з оксиду заліза);
- 5) похила (із середнім кутом падіння 32-34° за напрямком вітру) і периклінальна (з нахилами до 20° уздовж схилів гряд і до 10° за напрямком вітру) шаруватість, іноді перехресна;
- 6) жовтий, оранжевий або червоний колір.

Рельєф піщаних пустель ділять на два типи: 1) рівний або злегка хвилястий; 2) сильно виражений пагорбовий. В останньому виділяються барханні, дюнні, грядові й горбисті різновиди.

Представниками першого рівнинного типу рельєфу є рівнинні пустелі вкриті піском та піщаний степ. Піщаний степ — це поросла рослинністю рівнина, на якій місцями піднімаються

невисокі похилі горби або спостерігаються похилі западини.

Другий тип піщаних пустель насамперед представлений барханами. Бархан — асиметричний серпоподібної форми піщаний горб, орієнтований в напрямку панівних вітрів.

Вони серповидної форми з направленими за вітром “рогами” й випуклим навітряним схилом. Злиття барханів дає складні гряди. Для формування вони вимагають відкритого вітру, рівнинного рельєфу і займають обширні простори Сахари, пустель Центральної й Середньої Азії та інших. Навітряна сторона бархана похила (5-14°), довга і вузька, а підвітряна представляє короткий та стрімкий півкруглий укіс крутизною 30-33°. Висота барханів коливається від 15 до 30 м, іноді може досягати 100 м. У поперечнику бархан має 40 — 70 м, іноді — до 140 м.

У районах суцільних пісків форма барханів визначається режимом вітрів. Вітри одного напрямку створюють продовгуваті схилі гряди, а вітри що дмуть під прямим або гострим кутом — лусковидні або клиновидні скупчення (поля). Більш складні форми утворюються в результаті сезонно-перемінних та сильних вітрів. Бархани, з'єднуючись один з одним, утворюють барханні ланцюги, які зорієнтовані перпендикулярно до напрямку домінуючих вітрів і в плані нагадують ніби скам'янілі морські хвилі. Висота ланцюгів складає до 150 м, а довжина — до 700 км. Вони особливо розповсюджені в Центральній Азії.

Інтенсивна еолова діяльність буває не тільки в пустелях, але й в окремих районах, де велика кількість піску на рівнинах не перекритого рослинністю та де сильні постійні вітри. Це спостерігаємо на побережжях морів і озер та на узбережжях рік. Зокрема Дніпровські піски на півдні Херсонської області утворюють дюни.

Дюни це гряди, яких довжина значно перевищує ширину і висоту та, на відміну від барханів, у них переважно відсутня асиметричність у плані. Дюни примикають до берегів водних басейнів у вигляді вузьких смуг і гряд. Ці гряди й смуги займають звичайно незначні площі, але іноді бувають розповсюджені на більшій віддалі в глиб суші за напрямком пануючих вітрів. Трохи рідше зустрічаються продовгуваті дюни — горби, витягнуті за напрямком вітру. Дуже часто окремі дюни зливаються своїми основами й утворюють дюнні гряди.

Різновидом дюн є так звані параболічні дюни, що характеризуються сильно витягнутими “рогами”, спрямованими проти вітру, і які мають похилий увігнутий схил. Утворення параболічних дюн пов’язане із вторинним перевітанням уже існуючих дюнних гряд, причому бокові понижені частини гряд заокруглені або взагалі захищені рослинністю від розвівання.

Дюни відомі по берегах багатьох морів й великих озер, а також у басейнах рік та районах древніх алювіальних рівнин. Форма дюн різна. Пологий навітряний схил звичайно має кут крутизною від 8-10 до 20°, а підвітряний — 30-40°. Висота морських дюн 20-30, а іноді 100 м й більше, річкових не перевищує 5-10 м. Утворення їх пов’язане із вторинним перевітанням уже існуючих дюнних гряд. Останні зобов’язані поступальному переміщенню дюн у глиб від берега моря (або озера), в результаті чого виникає ряд великих піщаних валів, що утворюють дюнний ланцюг гряд.

Добре вивчені древні й сучасні дюни в Біломорському районі, на узбережжі Фінської затоки, у Поліссі, в середній і нижній течії Дніпра, у Прикаспійській низовині та інших.

На узбережжі Фінської затоки дюни мають піщинки ребристої форми, серед них зустрічаються гостроробристі й гострокутні. Головні складові частинки піску — кварц й польовий шпат, утворені при розпаді гранітів і гнейсів. Дюнний пісок містить до 90% кварцу, що значно вище його вмісту в морському піску. Середня висота дюн тут 6-8 м, а найбільш високі з них досягають 10-13 м.

Дюни північного узбережжя Фінської затоки майже повністю закріплені. Лише в окремих місцях крупні підковоподібні дюни пересуваються із швидкістю близько 2-2,5 м у рік, засипаючи соснові ліси та околиці.

Дюнні й інші горбисті піщані відклади Полісся за генезисом можна розділити на водно-ерозійні, водно-аккумулятивні, видозмінені вітром, й еолові. Дуже часто піщаний рельєф містить у собі відразу декілька елементів. Дюнні піски представлені в основному різнозернистими пісками з перевагою дрібних і тонких фракцій. Дюнно-піщані утворення генетично представлені накопиченнями, пов’язаними із флювіогляціальними й річковими потоками. Піски водно-аккумулятивних відкладів згодом у ряді випадків були частково перевіяні вітром. У результаті голоценові

грунти виявились захороненими під малопотужним шаром еолового піску (1-2м). Більшість піщаних піднять у Полісся, що мають вигляд дюн, в дійсності є прирусловими валами, піски яких лише у верхній частині були перевіяні вітром.

Менше значення в пустельному еоловому ландшафті мають горбисті і кучеві піски. Горбисті піски утворюються при затримці сипучих пісків рослинністю (кущами саксаулу, чия, тамариску та інших рослин пустелі). У південно-східних районах Європейської частині Росії горбисті піски зветься кучугурами. Матеріалом для них служать розвітаємі алювіальні піски.

За спостереженнями вчених більшість еолових пісків Середньої Азії проходить кілька стадій розвитку. Перша полягає в розвітанні піщаних порід, чим підготовляється матеріал для другої стадії — утворення барханних гряд, котрі переміщуються пустелею завдяки вітрам доти, поки на них не виникне піщана рослинність. Наступає третя стадія горбистих пісків, уже закріплених й нерухомих, з більш похилими й м’якими обрисами. Нарешті, настає вирівнювання рельєфу й повна зміна рослинних форм, що приводить до останньої стадії — утворення слабохвилястого піщаного степу.

У пустельних областях також широко розповсюджені піщані гряди, розташовані паралельно. Напрямок їх не збігається з панівними сучасними вітрами, а для Каракумів вони наближаються до меридіонального напрямку вітрів.

Під дією повітряних спіральних вихрів (вітрів) пісок видувається й викидується на гряди. Так ростуть поздовжні гряди, які за напрямком співпадають з напрямком вітру. На стику з перемінними вітрами або при зустрічі з перешкодами утворення піщаних гряд припиняється і на заміну їм виникають поперечні барханні ланцюги та гряди.

У якості прикладу барханних й інших форм еолових пісків можна навести піщані пустелі Середньої Азії, котрі поступаються лише деяким найбільшим пустелям земної кулі, таким як Аравійська й Сахара.

Характер рельєфу пісків нерозривно пов’язаний з географічним середовищем, але провідним фактором завжди є режим вітрів. Еолові піски можуть істотно різнитися між собою літологічно (за гранулометричним, мінералогічним й хімічним

складом) залежно від палеогеографічних умов утворення. Так, в пісках континентальних пустельних областей спостерігається велика кількість легкорозчинних з'єднань і мінералів хлоридно-сульфатних елементів. Часом піски представлені сольовими "псевдопісками", що утворюються в результаті дефляції й перевіання засоленних порід, переносу й відкладення пилу у вигляді барханів і дюн. Іноді бархани "псевдопісків" займають десятки й сотні квадратних кілометрів (Західна Фергана, Голодний степ, Туркменія та ін.).

У еолових відкладах північних й середніх широт (тундра, лісотундра й лісова зона) піски містять мало розчинних солей, більше насичені органічною речовиною, що надходить у піски в результаті акумуляції із поверхневих вод, що просочуються.

5.9.2. Пиловидні еолові осадки (леси)

Незважаючи на те, що уже більше століття леси є предметом вивчення і обговорення вченими, однак на сьогодні залишається ця проблема ще далеко не розв'язаною.

Ця дивна порода світло-палевого кольору, що часто виходить на поверхню в уступах річкових терас, заповнює численні міжгірські западини або залягає у вигляді могутніх покривів на інших відкладах, із давніх-давен досить добре відома людям. Леси представляють породу, що не менше, ніж на 50% складаються з пилуватих, в основному кварцових часток розміром 0,005-0,05 мм, не шарувату, дрібнопористу. Для більшості лесів характерний підвищений, іноді до 15-20%, вміст карбонатів, переважно кальциту (CaCO_3), і присутність до 3-5% розчинних солей (сульфати, хлориди).

Потужність їх може досягати десятків метрів. Утворюються в посушливій обстановці. Лесові породи зустрічаються на всіх континентах, але найширше вони розповсюджені в Європі, Азії й Америці. Загальна площа, зайнята лесовими породами на земній кулі, складає 19 млн. км². Північна межа поширення лесів у Європі близько 60° пн.ш., в Азії вона проходить набагато північніше, а південна межа складає 28° пн. ш. У тропічних і субтропічних областях леси не зустрічаються.

Леси лежать суцільним покривом на більшій частині території України (до 80%). Вони рахуються відкладами четвертинної системи, що почали формуватись не більше 1,5-2.0 млн.

років тому. При певних фізико-географічних умовах леси можуть утворюватися і в наш час у результаті пилових бурь.

Якщо вони перекривають різні відклади на різних формах рельєфу, то практично ніколи, крім ґрунтів, не перекриваються іншими породами. Потужності лесових порід коливаються від декількох сантиметрів до десятків і навіть сотень метрів. У північних районах, де лесові відклади розвинуті лише на окремих ділянках, їхня товщина складає 5-10 м, а в районах суцільного поширення (на півдні України, Північному Кавказі, Китаї) вона збільшується до 30-50 м і більше. Наймогутніші розрізи лесових порід (до 100-200 м) виявлені в міжгірних западинах на території Середньої Азії.

У сухому стані леси мають високу міцність і здатні триматися у вертикальних стінках. Однак при попаданні на них води за короткий час відбувається повне руйнування породи. О.К.Ларіонов (1984) вважав, що ця особливість лягла в основу назви "лес". Бо подібне за звучанням німецьке слово *lösen* у перекладі означає розчинятися. М.І. Крігер (1965) пов'язує даний термін з іншим близьким за звучанням німецьким словом *loch*, яке означає у перекладі пухкий, хиткий. Обидва наведені трактування терміна "лес" близькі до істини, тому що ця порода дійсно пухка і легко розмокає.

Щодо походження лесів немає єдиної думки. Однак більшість їх вважає еоловими відкладами, пов'язаними з переносом за допомогою вітру й осіданням тонких часток на різних формах рельєфу, в тому числі на вододілах.

Крім еолового походження допускається можливість утворення лесів різними іншими шляхами, зокрема, пролювіальним, делювіальним, алювіальним, водно-льодовиковим та ін. В. А. Обручев пропонував розрізняти типові, або первинні еолові леси і вторинні лесовидні породи різного походження.

Величезне значення для визначення генетичного характеру лесових відкладів має співвідношення їх з рельєфом та іншими типами відкладів. З цієї точки зору розрізняють: пролювіальні лесові відклади периферійних частин сухих дельт, покрови алювіальних лесовидних суглинків на терасах, лесовидний делювій біля підніжжя схилів тощо. Для еолового лесу характерне плащеподібне залягання як на схилах, так і на вододілах.

Еолова гіпотеза лесоутворення вперше висунута Ф. Рихтго-феном (1887). Надалі вона одержала розвиток у працях В. А. Обручева. Так, В.О. Обручев (1904) пояснював формування суцільного лесового покриву на високих елементах рельєфу за рахунок пилу, принесеного з віддалених районів (екзотичний пил). На думку П.А. Тутковського (1899), вітри розвівали льодовикові відклади і несли пил далеко від льодовикового покриву, де й утворювався лес. Американські учені Ф. Леверетт (1899), Т. Чемберлін та ін. (1909) основне значення надавали утворенню пиловатих товщ за рахунок розвіювання річкових і водно-льодовикових відкладів з прилеглих долин. Багато вчених дотепер залишаються прихильниками еолової гіпотези лесів. Це зв'язано з тим, що окреслена гіпотеза добре пояснює покривне залягання лесів на великих площах і підкріплюється фактами інтенсивної акумуляції в посушливих областях досить потужних шарів пилу після проходження сильних пилових бур.

Інша група вчених дотримувалась гіпотези флювіального (водного) походження лесів. Прихильниками таких поглядів були П.О.Кропоткін (1876), В.В. Докучаєв (1892), А.П.Павлов (1898), Ю.О.Скворцов (1948) та інші. Вони розглядали лес як породу, що сформувалася у водному середовищі. На їх думку утворення товщі пиловатих осадів відбувалося в результаті змиву і наступного перевідкладення схилових порід, переносу і нагромадження мінерального матеріалу в річкових долинах та озерах, а також переносу і нагромадження лесових відкладів водно-льодовиковими потоками.

Існував також погляд, що лес — це принесений пил, але перевідкладений водними потоками. Усі ці гіпотези розглядають лише процес нагромадження пиловатих відкладів, але не відповідають на головне запитання: як пиловатий осад перетворюється в лес з характерним набором ознак і властивостей?

Гіпотези ґрунтово-елювіальні стверджують, що пиловаті відклади можуть накопичуватися будь-яким шляхом, а їхнє перетворення в лес із усіма специфічними ознаками цієї породи відбувається в результаті ґрунтоутворення і вивітрювання. (Л.С. Берг, 1916; М.М. Сибірцев, 1900; Б.Б. Полинов, 1934; І.П. Герасимов, 1939). Стосовно розглянутих гіпотез доводиться констатувати, що вони можуть пояснити походження лише окремих лесових товщ.

Існуючі на даний час матеріали стосовно гіпотез походження лесів дозволяють лише стверджувати, що процес формування лесових порід складається з двох етапів: 1) нагромадження мінерального пиловатого осаду, яке може відбуватися різними шляхами; 2) перетворення накопиченого осаду в типовий лес, який залишається унікальною загадковою породою до цього часу.

Еолові леси, очевидно, протягом плейстоцену розвивалися в перигляціальних областях й на рівнинах сухих степів.

Відповідно до гіпотези походження лесів — результат спільної діяльності вітру, дощу й рослинності. На думку прихильників еолової гіпотези, лес Центральної Азії утворився так. Лесовий матеріал міг бути перенесений з пустелі і відклався у вкритих трав'янистою рослинністю степах, що облямовують її. Рослинність і випадючі дощі сприяли закріпленню на місці осідаючого пилу, створюючи при цьому однорідну дрібнозернисту масу пористої будови.

Прихильники цієї гіпотези виділяють два види еолового лесу — “теплий” і “холодний”. Джерело утворення першого виду — продукти виносу пилу з пустель, другого — розвівання перигляціальних відкладів у сухі льодовикові епохи. Еоловим походженням багатьох лесових порід пояснюється їхній склад, будова й специфічні властивості (нешаруватість, порівняльна однорідність гранулометричного складу, макропористість, недоущільненість, просідання, наявність у них гострокутних незгладжених зерен кварцу й інших мінералів, присутність у ряді випадків вулканічного попелу, перевага рівномірно розсіяних дисперсних карбонатів й ін.). Правда, часто еоловий лес важко відрізнити від інших генетичних типів (наприклад, делювіального, пролювіального, алювіального), однак для цих типів лесових порід більшою мірою характерні такі ознаки, як перешарування грубо- й тонкозернистих осадків, більш виражене вклинювання окремих літологічних різновидів, наявність більшої кількості комплексів порід у територіальному аспекті розповсюдження лесових відкладів та ін.

Для еолових лесів можуть бути характерні прошарки “дюнних пісків”, що широко спостерігається в товщі лесів України.

Згідно з В. А. Обручевим (1948) та іншими вченими у первинному еоловому лесі є від 80 до 90% часток 0,05-0,01 мм і дрібніше, причому половина або більше половини дрібніше 0,01 мм, що відповідає його генезису з пилу. У еолових лесах утримується від 60 до 70% кремнезему у вигляді кварцу. У зоні, найближчій до області розвитку, у складі лесів зустрічається більша кількість часток 0,05-0,25 мм, лес стає грубшим, піщаним. На думку прихильників еолової гіпотези, усі типові властивості названих порід (склад, агрегатність, пористість, карбонатність, просідання) первинні, і виникли в процесі відкладання матеріалу, а не здобуті під впливом ґрунтоутворювальних процесів.

Процес формування еолового лесу й властивих йому ознак трактується в такий спосіб: 1) нагромадження лесового матеріалу й облесування могли йти одночасно, мало місце паралельне протікання процесів; 2) спочатку могло протікати інтенсивне нагромадження лесового матеріалу й потім наступне облесування його; 3) могло бути чергування етапів акумуляції й облесування; 4) могло бути вітрове перевідкладення місцевого матеріалу різного походження, в тому числі і того, що утворився еоловим шляхом. Найбільш типовими еоловими лесовими породами вважаються первинні відклади пилу повітряного середовища в області розвівання, що збереглися в низинних рівнинах на вододілах і древніх терасах.

А. К. Ларіонов (1959) для еолових лесів областей низинних рівнин відзначає наступні найважливіші ознаки: залягання на вододілах плато (частково також й на алювіальних і морських рівнинах); потужність досягає багатьох десятків метрів (особливо на вододілах); відсутність шаруватості (але добре виражена границя між лесовою товщею й породами, що підстиляють); гранулометричний склад коливається від пилуватих супісків до суглинків; полімінеральність колоїдно-дисперсної частини й рівномірний розподіл дисперсних карбонатів; залізисті й марганцеві стяжіння розвинуті в незначній кількості (або відсутні); ґрунтові горизонти досить витримані в межах певних морфологічних елементів рельєфу. Первинні макропори в еолових лесах характеризуються неправильними заокругленими розтинами й середньої щільності стінками, рідше зустрічаються

макропори чечевидної подовженої форми поперечного перерізу та ін.

Важливою особливістю структури лесових порід є її висока агрегованість, коли пилуваті і глинисті частинки утворюють ізометричні агрегати розмірами 0,01-0,25 мм. Специфічний характер твердих структурних елементів у лесах зумовлює формування в них зернистих мікроструктур. Пористість просадних лесів звичайно змінюється від 42 до 46%. При цьому в поровому просторі лесових порід є три типи пор: макропори, міжзернові та міжагрегатні макропори, внутріагрегатні макропори. Найбільші – макропори, мають трубчасту форму з діаметром 0,05-0,5 мм. Вони звичайно добре помітні неозброєним оком і пронизують лесову породу у вертикальному розрізі. Макропори є однією з найважливіших діагностичних ознак структури просадних лесів.

Деякі вчені вважають, що макропори є залишками від коріння рослин, а інші стверджують, що це своєрідні магістральні канали, які утворилися в результаті переважно вертикальної міграції води і газів. В користь останнього твердження свідчить наявність значних виділень солей на стінках макропор.

Найбільш важливими в структурі лесових порід є міжагрегатні й міжзернові макропори. Вони звичайно мають ізометричну форму, а їхній розмір змінюється від 0,008 до 0,05 мм. Дослідження показують, що подібні макропори складають основну частину порового простору і належать до категорії так званої активної пористості.

Підпорядковану роль у поровому просторі відіграють дрібніші внутріагрегатні макропори з розміром менше 0,008 мм.

Специфічний склад і умови формування лесових порід багато в чому визначають особливості їх деформування при зволоженні. Основну роль у структурному зчепленні лесових порід відіграють контакти між зернами і глинисто-пилуватими агрегатами, які здійснюються через глинисті "містки". При розгляді процесу просідання лесів не можна не брати до уваги присутність у цих породах сил поверхневого натягу води, так званих капілярних сил.

В основі просідання знаходяться два взаємозалежних явища, які розвиваються при зволоженні лесів і зовнішньому навантаженні. По-перше, відбувається різке зниження енергії

взаємодії структурних елементів і втрата структурної міцності. По-друге, проходить розпад глинисто-пиловатих агрегатів і виникають умови для взаємного зсуву структурних елементів. У результаті осідання здійснюється змикання частини макропор і більшості мікропор, формується більш щільна й однорідна мікроструктура. Одночасно зростає вміст дрібних міжагрегатних і внутрі-агрегатних мікропор.

Типовими еоловими утвореннями низинних рівнин А. К. Ларіонов вважає лесові породи частини українських й західносибірських лесових районів.

Еолові леси гірських районів характеризуються наявністю горизонтальної зональності, в міру віддалення від областей виносу в них зменшується роль піщаних часток і зростає роль пилових і глинистих.

Завдяки специфічним властивостям і наявності великих запасів поживних речовин лесові породи є добрим субстратом для утворення родючих ґрунтів.

5.9.3. Еолові вулканічні осадки

Вулканічний попіл утворюється за рахунок осідання вулканічного пилу, далеко віднесеного вітром і осідаючого поза вулканічною областю. Він формує тонкі прошарки, які залягають серед відкладів інших генетичних типів, котрі різко відрізняються від останніх складом (осколки вулканічного скла) і повною незгладженістю часток різноманітної форми.

Запитання для самоконтролю

1. Основні генетичні типи еолових відкладів.
2. Два типи рельєфу піщаних пустель (рівнинний і пагорбовий).
3. Дюни і дюнні гряди.
4. Бархани, кучеві піски (кучугури).
5. Еолові леси.
6. Еолові вулканічні осадки (вулканічного попелу).

5.10. Ґрунти — генетичний тип четвертинних відкладів біогенного ряду

Ґрунти відносять до утворень біогенного ряду. Процес ґрунтоутворення за своєю природою є біологічним, тому що в

ньому беруть участь різні групи вищих рослин і мікроорганізмів. Перші (хлорофільні) синтезують органічну речовину, а другі (безхлорофільні) руйнують її. Без вищих рослин і мікроорганізмів неможливе утворення ґрунту.

Отже ґрунти є результатом складного процесу, складовою частиною якого є органічне вивітрювання. Для ґрунтів характерні: у верхній частині розрізу велика кількість органічної речовини, вертикальна зональність, розмаїтість складу (залежно від клімату, материнських порід і геоморфологічних умов) та невелика потужність, звичайно 1-2 м.

Ґрунтом називають верхній шар земної кори, що утворився і змінюється в результаті вивітрювання гірських порід і безперервного впливу фізико-хімічних і біологічних процесів, а також діяльності людини, і який на відміну від гірської породи набув у процесі розвитку основної своєї ознаки — родючості.

Родючість — це основна якість ґрунту, яка поліпшується і змінюється в процесі його розвитку і використання. Поняття ґрунт і родючість невід'ємні одне від другого.

Це продукт взаємодії гірської породи з водою, повітрям і живими організмами — мікроорганізмами, вищими рослинами і тваринами.

Під впливом живих організмів, що поселяються на породі, верхній шар її збагачується на органічні речовини, які після подальших змін перетворюються на доступні для рослин поживні речовини. Внаслідок біологічного, хімічного і фізичного вивітрювання у породах нагромаджуються зольні речовини, змінюється склад, їх властивості і поступово вони перетворюються на нове природне тіло — ґрунт.

Спочатку внаслідок розпаду кристалічних порід збільшується питома поверхня їх, на якій відбуваються фізико-хімічні процеси. Ці зміни сприяють утворенню пористості, повітропроникності, вологостійкості, водопроникної і водопідйомної здатності у виникаючому осадку.

Усі ці процеси в кожному типі ґрунту відбуваються по-різному: утворюються нові сполуки, зокрема, вторинні мінерали, властиві тільки певному типу ґрунту. Причому всі ці нові сполуки виникають під час вивітрювання і ґрунтоутворення.

Характер поширення ґрунтів також тісно пов'язується з широтною і вертикальною природно-кліматичними зональностями.

Ґрунти незалежно від походження складаються з твердої, рідкої і газової фаз, які взаємопов'язані. Незначні зміни однієї з них неминуче ведуть до змін в інших.

Тверда частина ґрунту складається із різних мінералів та органічної частини (гумус, не розкладені рештки рослин тощо), які представлені частинками різного ступеня подрібнення. За розмірами частинки поділяють на піщані, пилуваті, мулисті і колоїди. Всі вони відрізняються різним хімічним складом і неоднаковою взаємодією з рідкою і газовою фазами ґрунту.

5.10.1. Роль гірських порід та мінералів у процесі ґрунтоутворення

У ґрунтах неорганічні мінеральні компоненти складають понад 90%. Решта — це органічні та органо-мінеральні сполуки. Окремі мінеральні частки у ґрунті можуть перебувати у вільному, сипучому стані (гравій, пісок, пил) і агрегатному, коли вони з'єднані (склеєні) між собою у окремі грудочки, зерна тощо, формуючи структурні окремоті. Агрегати бувають різної форми, міцності і розмірів. Близькі за розміром тверді частинки ґрунту об'єднуються у фракції. Поєднання фракцій, яке відображає послідовне зменшення розмірів часток, поділених за величиною на певні групи, визначає гранулометричний склад ґрунту. Так, фракції з частками більшими за 3 мм назвали камінням; від 3 до 1 мм — гравієм; від 1 до 0.05 мм — піском; від 0.05 до 0.001 мм — пилом; від 0.001 до 0.0001 мм — мулом, а менші за 0.0001 мм — колоїдами. Фракції часток величиною більші за 1 мм називають скелетом ґрунту, а до 1 мм включно — дрібноземом. Дрібнозем у свою чергу поділяють на фізичний пісок (частки розміром 1-0.01 мм) і фізичну глину (менші за 0.01 мм). На основі співвідношення вмісту фізичного піску і фізичної глини (за механічним складом) ґрунти поділяють на наступні групи: піщані, супіщані, піщано-суглинкові, грубо пилувато-суглинкові, пилувато-суглинкові, глинисті. Групи, у свою чергу, поділяють ще на підгрупи (наприклад: піщано-суглинкові — на підгрупи піщано-легкосуглинкову, піщано-середньосуглинкову та піщано-важкосуглинкову).

Територія України покрита ґрунтами різного гранулометричного складу. Так, на Поліссі переважають ґрунти за механічним складом піщані і супіщані, а на невеликих масивах, де зустрічаються леси — пилувато- та грубо пилуваті легкосуглинкові.

У Лісостепу поширені ґрунти легко-, середньо- і важкосуглинкові.

На території Північного і Центрального Степу переважають пилуваті, середньо- і важкосуглинкові ґрунти, а в Сухому Степу і Степу Криму — важкосуглинкові та глинисті.

У гірських районах Криму і Карпат та на Донбасі переважно поширені щєбеністі ґрунти. Ґрунти, які містять уламки різних порід розміром більше 1 мм називають кам'янистими, а коли уламки гострокутної форми та більші за 5 мм — сильно кам'янистими, щєбеневими.

Вплив материнських порід на властивості ґрунтів проявляється в тому, що ґрунти успадковують від них мінералогічний, хімічний і гранулометричний склад. У залежності від материнської породи формується профіль ґрунту. Тобто цим фактором визначається приналежність ґрунтів до певної таксономічної одиниці.

Наприклад, на піщаних породах утворюються піщані ґрунти, в яких вода швидко інфільтрується, тому повітря проникає глибоко і легко. Висхідні токи вологи відсутні через крупнозернистість субстрату. Тому складається промивний водний режим ґрунту. Солі з ґрунту вимиваються; у верхніх горизонтах ґрунтів створюється кисла реакція і, як наслідок, утворюються кислі, переважно підзолисті або опідзолені та вилугувані ґрунти.

Важкі ґрунти (утворені на суглинкових чи глинистих породах) у зоні надлишкового зволоження вбирають воду повільно. Вона застоюється на поверхні, створюються умови для заболочування; накопичуються рухомі форми алюмінію; ґрунт зберігає хімічні сполуки, що містяться в ньому.

На кислих безкарбонатних породах переважає кремнекислота і немає основ, необхідних для нейтралізації кислот. Колоїдна фракція ґрунтів диспергується (подрібнюється), стає рухомою і повільно вимивається в середні горизонти ґрунтового профілю. Верхні горизонти збіднюються на поживні елементи, стають кислими; утворюються бідні кислі підзолисті ґрунти.

5.10.2. Роль зелених рослин у процесі ґрунтоутворення

Зелені рослини є провідним фактором в утворенні, змінах та створенні родючості кожного ґрунту.

Кореневі системи рослин, поглинаючи зольні елементи у глибоких горизонтах ґрунту, збагачують верхні горизонти органічною речовиною та мінеральними сполуками.

Після відмирання рослин органічна речовина їх стає поживою для різних груп мікроорганізмів, внаслідок життєдіяльності яких утворюється гумус і доступні для рослин мінеральні речовини.

Виділена корінням вуглекислота та інші кислоти посилюють процеси хімічного вивітрювання важкорозчинних мінералів.

Велике значення рослинного покриву полягає ще й в тому, що він змінює мікрокліматичні умови навіть на невеликих площах, впливаючи на водний, тепловий, повітряний режими ґрунту та на фізико-хімічні і біологічні процеси, які відбуваються в ньому. Крім того, вони захищають ґрунт від водної і вітрової ерозії.

Зелені рослини поділяють на деревні і трав'яні.

Кожна із згаданих груп рослин впливає на ґрунтоутворні процеси по-різному, внаслідок чого з'являються ґрунти з неоднаковою родючістю. Так, під деревною рослинністю на Поліссі утворились підзолисті, дерново-підзолисті ґрунти, а в Лісостепу — опідзолені. Під трав'янистою рослинністю в Степу — чорноземи, лучні ґрунти. Утворенню торфоболотних ґрунтів сприяють мохи та інші рослини, що розвиваються на болотах.

Групи деревних рослин у лісах дають щороку лісову підстилку (хвоя, листя, гілки), багату на дубильні речовини та смоли.

Внаслідок розкладу її грибною флорою та іншими групами мікроорганізмів утворюються кислоти, які розчиняють мінеральну частину ґрунту. Ці мінеральні розчинні сполуки вимиваються у глибші горизонти. Внаслідок цього верхній елювіальний (вимивання) горизонт ґрунту збіднюється на поживні речовини і глинисті колоїдні частинки, а глибший — ілювіальні (вимивний) збагачуються на ці сполуки. У цьому полягає суть підзолистого процесу ґрунтоутворення.

Лісова деревна рослинність запобігає надмірному висиханню верхніх горизонтів і випаровуванню води з них, тоді як нижчі горизонти висушуються глибокими кореневими системами.

Процес опідзолення ґрунту найбільш помітний під зімкнутим покривом хвойного лісу і менше — під широколистими породами. При цьому велике значення має ґрунтоутворна порода. Руїнування

мінералів більш помітне на кислих утвореннях, ніж на лесах та інших карбонатних породах. На безкарбонатних породах кислоти енергійніше розчиняють мінеральну й органічну частини ґрунту і сприяють вимиванню їх у глибші горизонти.

Коренева система трав'яних рослин, щороку відмираючи, розкладається, мінералізується і збагачує ґрунт на органічні та зольні речовини значно більше, ніж деревна рослинність.

Органічна маса сприяє утворенню агрономічноцінних структурних агрегатів у верхніх горизонтах ґрунту. Під впливом трав'янистої рослинності утворилися чорноземи, лучні, каштанові та інші ґрунти.

Мохові фітоценози — це різні трав'яні багаторічні безкореневі рослини, які добре розвиваються на заболочених ґрунтах, створюючи в них особливі умови для процесів ґрунтоутворення.

Мохові фітоценози маловибагливі до умов живлення. Поживні речовини вони засвоюють усією поверхнею клітин і нагромаджують на поверхні ґрунту багато органічних речовин, які мають велику вологемкість. Це спричинює утворення анаеробних умов і розвиток у ґрунті анаеробних бактерій. У таких умовах нагромаджується утворена з решток рослин органічна маса у вигляді торфу, яка сприяє дальшому заболочуванню ґрунту.

Кількість органічних решток, які щороку потрапляють у ґрунт і на його поверхню, визначається типом рослинності, її віком і умовами розвитку. Кількість лісової підстилки, за даними різних авторів, становить 4-7 т/га щороку. У 60-80-річному сосновому лісі щороку відкладається до 3,5 т/га повітряносухої маси, а в 80-100-річному з домішкою берези — до 4,6 т/га.

На болотному ґрунті верхового торфовища щорічний приріст маси досягає 2-2,4 т/га. На чорноземах Степової зони за рік нагромаджується до 7 т/га трав'яних решток на поверхні і до 25 т/га кореневої маси. У зоні Сухих Степів на солонцюватих каштанових ґрунтах кількість щорічного приросту наземної маси становить 5, а коріння — 13 т/га.

Значну кількість органічних речовин залишають у ґрунті зернові культури. Зокрема пшениця у шарі ґрунту 60 см залишає органічної маси 35-50 ц/га, а ярі (овес, ячмінь) — 20-25 ц/га.

Рослинні організми містять різні хімічні сполуки (зола, білкові речовини, вуглеводи — целюлозу, геміцелюлозу та інші вуглеводи, лігнін, ліпіди, дубильні речовини).

Усі ці органічні сполуки залежно від умов розкладаються аеробними чи анаеробними мікроорганізмами.

Повністю органічні рештки мінералізуються в ґрунті протягом 1,5-2 років. Швидкість розкладу їх залежить від кліматичних умов, типу ґрунту, його механічного складу, характеру рослинності, погодних умов тощо. Більш інтенсивно розкладаються органічні рештки у верхніх горизонтах навесні і влітку, а в глибших — влітку.

Рослини містять до 90% і більше води та до 10% сухої речовини. Суха речовина трав'яних рослин складається в основному з вуглецю (45%), кисню (42%), водню (6,5%), азоту (1,5%) та золи (до 0,5%). Органічна речовина рослинних решток, які потрапляють у ґрунт, за хімічним складом належить до вуглеводних і азотних сполук.

У рослинних рештках є багато речовин, які після спалювання залишаються в золі. Такі речовини називають зольними. Залежно від ботанічного складу рослин і умов вирощування кількість зольних речовин у різних видів рослин неоднакова. Саме тому різні групи рослин забезпечують ґрунт неоднаковою кількістю зольних речовин.

Зола рослин містить хімічні елементи: К, Na, Ca, Mg, Ti, Si, S, Fe, B, P, Cl, Ba, Ni, Co та ін. Завдяки вбирній здатності рослин деякі елементи нагромаджуються в них у значних кількостях. Так, наприклад, вміст калію в золі трав'яних рослин досягає 20-30%, фосфору — 2-10% від ваги золи. Кремнію трав'яні рослини використовують небагато, проте зола таких рослин, як хвощ, містить близько 70% кремнію.

Зола соломи, озимої пшениці, гороху, кукурудзи містить калію від 0,50 до 1,64%, кальцію — від 0,28 до 1,82, магнію — від 0,11 до 0,27 і фосфору — від 0,20 до 0,35%.

Після відмирання рослин під впливом різних факторів рослинні рештки починають розкладатися і перетворюватися на перегнійні гумусові речовини. При цьому вони можуть повністю мінералізуватися до вуглекислоти, води і зольних речовин або

утворювати інші сполуки. На руйнування і перетворення рослинних решток впливають кліматичні фактори, тварини, які живуть у ґрунті (найпростіші, безхребетні) і мікроорганізми.

Під впливом атмосферних вод з рослинних решток вимиваються кальцій, магній та інші елементи і потрапляють у ґрунтовий розчин.

З клітинного соку рослин під час вегетації їх також виділяються цукри, водорозчинні амінокислоти, інші органічні кислоти та їх солі, значну частину яких використовують різні групи мікроорганізмів. У цьому процесі певна роль належить і ферментам, які входять до складу рослинних клітин і зберігають на деякий період свою активність навіть після відмирання клітин. Внаслідок окислення рослинних решток під впливом ферментів на першій стадії розкладу органічна маса буріє. Після окислення та інших процесів, що відбуваються в ґрунті одночасно, з рослинних решток утворюються досить стійкі темнозбарвлені органічні речовини, які потім вже значно важче піддаються мікробіологічному розкладу.

Отже, під час руйнування та перетворення рослинних решток у ґрунті відбуваються такі процеси:

1. Мінералізація органічних решток рослин до повного руйнування їх з утворенням найпростіших сполук (вода, вуглекислий газ) та вилученням зольних речовин у вигляді мінеральних солей і азоту.
2. Неповний розклад рослинних решток і нагромадження їх у ґрунті.
3. Гуміфікація, під час якої не тільки розкладаються рослинні рештки, а й утворюються новосинтезовані гумусні сполуки.

5.10.3. Мікроорганізми та їх роль в утворенні ґрунтів

Рослинні рештки у ґрунті розкладаються бактеріями, водоростями, грибами, актиноміцетами, лишайниками.

У кожному грамі ґрунту залежно від його типу буває від кількох сотень тисяч до кількох мільярдів бактерій. Наприклад, один грам ґрунту орного шару чорноземів містить близько 5 млрд., дерново-підзолистих ґрунтів — 1 млрд. бактерій.

Вага мікроорганізмів в орному шарі підзолистих ґрунтів становить 0,6 т/га, дерново-підзолистих неокультурених — 3,5 т/га.

Бактерії. Серед усіх мікроорганізмів у ґрунті найбільше бактерій. Це одноклітинні організми, розміри яких вимірюють мікронами. Кількість їх залежить від типу ґрунту, забезпечення його органічною речовиною, температури, реакції ґрунтового середовища, погодних умов, обробітку, внесення добрив, ступеня зволоження, характеру рослинності і фази розвитку рослин тощо.

Бактерії дуже швидко розмножуються — за добу можуть дати кілька десятків поколінь. Найбільше бактерій у прикореневій зоні ґрунту, бо рослини виділяють різні речовини, які використовують мікроорганізми у процесі життєдіяльності.

Мікрофлора, що розвивається на поверхні і всередині коріння, забезпечує рослину біологічно активними і зольними речовинами, та часто азотом (наприклад, бобові), засвоєним з повітря.

Кожен вид ґрунту містить найбільше мікроорганізмів у верхньому гумусовому горизонті, а із збільшенням глибини кількість їх поступово зменшується. Найактивніше бактерії розвиваються при нейтральній або слаболужній реакції ґрунту.

Залежно від типу живлення розрізняють прототрофні (засвоюють вуглець із повітря) та гетеротрофні (засвоюють вуглець з органічних речовин) бактерії. Є бактерії, які мають проміжний тип живлення.

За типом дихання бактерії поділяють на дві групи — аеробні і анаеробні.

Аеробні мікроорганізми розвиваються в разі доступу в ґрунт молекулярного кисню з повітря. До них належать бактерії, які створюють родючість ґрунту (нітрифікатори, окислювачі пектинових речовин, жирів, вуглеводів).

Під час аеробних процесів рештки рослинних організмів швидко мінералізуються. При цьому вуглець окислюється до вуглекислоти, водень — до води, амоній — до азотистої і азотної кислот, сірка — до сірчаної кислоти. Внаслідок аеробних процесів утворюються кислоти, які взаємодіють з іншими сполуками і утворюють різні солі.

Виникаючі тут сполуки розчинені у воді та зольні речовини є доступними для живлення рослин.

Анаеробні мікроорганізми розвиваються без доступу кисню повітря і засвоюють кисень, який виділяється при розкладанні ними різних хімічних сполук. У зв'язку з цим у процесі анаеробного розкладу в ґрунті утворюються безкисневі сполуки, які рослина безпосередньо не може споживати (водень, метан, молекулярний азот, фосфористий водень, сірководень та ін.). Під впливом анаеробних процесів деякі окисні сполуки переходять у закисні, тобто відбувається процес відновлення, наприклад окисні сполуки заліза (Fe_2O_3) переходять у закисні (FeO). Якщо анаеробний процес розвивається інтенсивно, то в ґрунті нагромаджуються шкідливі для самих мікроорганізмів сполуки, внаслідок чого інтенсивність біохімічних процесів уповільнюється. У таких ґрунтах рослинні рештки мінералізуються неповністю і внаслідок цього нагромаджується торф.

У процесі розкладу клітковини в анаеробних умовах утворюються такі кислоти, як масляна, оцтова, а також вилучаються метан і водень.

Серед бактерій є факультативні організми, які можуть розвиватися як у разі доступу кисню, так і без нього.

Азотофіксуючі мікроорганізми. Азотофіксуючі бактерії засвоюють молекулярний азот повітря, і завдяки цьому він стає доступним для рослин та інших мікроорганізмів. Серед них виділяють вільноживучі аеробні (*Azotobacter Chroococcum*), анаеробні (*Clostridium Pasteriapit*) та бульбочкові бактерії (*Bacterium rodicicola*).

Азотобактер — аеробний мікроорганізм, дуже чутливий до кислотності і температури ґрунту.

Бактерії *Clostridium* — анаеробні, але можуть жити і при доступі кисню в середовище. Найкраще вони розвиваються в нейтральному середовищі за температури 28-30°.

Бульбочкові бактерії протягом вегетаційного періоду нагромаджують у ґрунті до 250-300 кг/га азоту.

Серед бактерій, що беруть участь в утворенні поживних речовин у ґрунті, є прототрофні нітрифікуючі, сірко- і залізобактерії.

Нітрифікуючі бактерії окислюють аміак до азотної кислоти.

Найінтенсивніше відбуваються процеси нітрифікації за температури 25-32°, рН середовища 6,2-9.

Сіркобактерії окислюють сірководень до сірчаної кислоти.

Утворена сірчана кислота з катіонами калію, магнію дає солі (сульфати), які можуть використовувати рослини. Роль сіркобактерій у ґрунті дуже велика, бо основна маса сірки надходить у ґрунт у вигляді недоступних для рослин білкових сполук.

Залізобактерії окислюють закисні сполуки заліза в гідрати окислів.

Усі прототрофні бактерії мають великий вплив на руйнування мінералів і є першими організмами, які створюють сприятливе середовище для розвитку вищих рослин — основних ґрунтоутворювачів.

Якщо в ґрунті мало повітря і слабка аерація, то нітратний азот відновлюється до молекулярного, який рослинам недоступний. Процес денітрифікації (відновлення) здійснюють бактерії-денітрифікатори. Так само за допомогою певної групи мікроорганізмів перетворюються в ґрунті сульфати (десульфофікація).

Гриби беруть активну участь у ґрунтоутворних процесах і підвищенні родючості ґрунту. Найбільше поширені серед них плісневі гриби родів *Aspergillus*, *Penicilium*, *Trichoderma*. Всі гриби — гетеротрофи і за допомогою своїх ферментів розкладають складні органічні сполуки (жири, вуглеводи, лігнін, білки та інші), які є в ґрунтах до мінеральних.

У лісових ґрунтах найбільш поширені плісневі гриби, які енергійно розкладають свіжу лісову підстилку.

Існують також недосконалі гриби. Характерною ознакою їх є те, що вони утворюють на кінцях коріння деревних порід (сосна, ялина, дуб та ін.) грибницю, з гіфів гриба — мікоризу. Мікоризою (грибокорінь) називають симбіоз вищих рослин з грибами. Якщо гіфи утворюють на корені чохлак, який покриває його зовні, то таку мікоризу називають ектотрофною, а коли гіфи проникають усередину клітин кореня і чохлака не утворюють — ендотрофною.

Внаслідок того, що гриби засвоюють поживні речовини безпосередньо з органічної речовини, вони певною мірою забезпечують ними і водою рослину, а міцелій гриба у свою чергу

використовує вуглеводи, органічні кислоти тощо, які надходять з листя в корені рослин.

Мікориза сприяє кращому розвитку багатьох деревних порід. Більшість деревних лісових рослин має мікоризу, а деякі, наприклад вересові, взагалі не розвиваються без мікоризи.

Актиноміцети (променисті грибки). Крім бактерій і грибів, у ґрунті поширені актиноміцети. Ці мікроорганізми аеробні і займають проміжне місце між бактеріями та грибами. Актиноміцети характеризуються тим, що утворюють одноклітинний міцелій і виділяють у ґрунт леткі речовини, які надають йому специфічного запаху. Вони люблять ґрунти з нейтральною реакцією, багаті на органіку, в яких активно розкладають клітковину, лігнін, перегнійні сполуки і беруть участь в утворенні гумусу. Кожна група мікроорганізмів синтезує властиві тільки їй речовини і переважно є біологічними каталізаторами, які прискорюють реакції в ґрунті.

Водорості. Ці організми містять хлорофіл у своїх клітинах і мають властивість за допомогою сонячної енергії утворювати органічну речовину та нагромаджувати її в ґрунті. Кількість водоростей у ґрунті залежить передусім від його типу, вологості і температури. Часто можна спостерігати, як за значного зволоження ґрунт зверху вкривається суцільним нальотом водоростей (в 1 грамі ґрунту їх буває до 60-100 тисяч). Водорості належать до автотрофних мікроорганізмів, які синтезують органічні речовини. У лісових ґрунтах переважають зелені, в дерново-підзолистих — діатомові, а в степових — синьо-зелені водорості.

Водорості розвиваються на поверхні ґрунту і у верхніх його шарах, а такі як зелені, синьо-зелені і діатомові — й на гірських породах.

Роль водоростей ще недостатньо вивчена, проте відомо, що вони швидко розмножуються, збагачуючи ґрунт органічною речовиною.

На скальних породах і змитих ґрунтах водорості є першими ґрунтоутворювачами. Водорості — гетеротрофні організми. Вони беруть участь у процесах біологічного вивітрювання, зокрема діатомові водорості руйнують каолінит і розчиняють вапняки.

Деякі ґрунтові водорості нагромаджують азот у ґрунті та сприяють життєдіяльності азотфіксуючих бактерій.

Лишайники. Лишайники — це складні симбіотичні організми, які складаються з грибів і водоростей. Гриб забезпечує водорість водою і мінеральними речовинами, а водорість грибу — вуглеводами, синтезуючи їх.

Лишайники різних видів часто оселяються на гірських породах. У процесі свого життя лишайники виділяють специфічну лишайникову кислоту, яка руйнує мінерали гірських порід. Із зруйнованих гірських порід вилучаються доступні для рослин фосфор, сірка, калій, залізо, магній, кальцій та інші зольні елементи.

Спостереження показали, що лишайники найшвидше руйнують ті мінерали, які найменше містять SiO_2 . Першою руйнується слюда (SiO_2 — 35%), потім — рогова обманка (SiO_2 — 40-50%), а далі — польовий шпат (SiO_2 — до 60%). Найстійкіший проти руйнування лишайниками в природі кварц.

Лишайники досить енергійно руйнують граніт з утворенням пухкої жовто-землистої маси, на якій добре розвиваються вищі рослини.

Отже, після біохімічного і механічного руйнування мінералів і порід лишайниками на поверхні породи утворюється пухка маса, збагачена поживними речовинами. Життєдіяльність лишайників фактично дає початок процесу ґрунтоутворення.

5.10.4. Тварини та їх роль у ґрунтоутворних процесах

Ґрунтоутворною є фауна найпростіших організмів, безхребетних та хребетних тварин. До найпростіших належать джгутикові, кореніжки та інфузорії. Найпростіші переважно є аеробними організмами. Поверхневі горизонти ґрунту містять головну їх масу. Поживою у ґрунтах для них є бактерії, спори грибів, водорості. Також джгутикові та частина інфузорій живиться розчиненими у воді органічними речовинами. Вони гетеротрофи, але є серед джгутикових і автотрофні організми. Вони здатні перетворювати складні органічні сполуки на більш прості. Також існує думка, що поїдаючи старі бактерії найпростіші організми омолоджують склад бактерій і цим підвищують їх біохімічну активність.

У ґрунті живе багато мурах, дощових черв'яків, личинок комах і самих комах. Своїми нірками та ходами вони покращують фізичні властивості ґрунту, подрібнюють рослинні рештки. Пропускаючи через органи травлення органічні рештки виділяють

екскременти, якими покращують макро- і мікроструктуру ґрунту, збагачують його гумусом та мінеральними речовинами.

Із хребетних тварин у ґрунті живе велика кількість гризунів. Риючи в ньому нори та викидаючи на поверхню значну кількість відпрацьованого матеріалу, вони розпушують ґрунт, покращуючи тим самим його фізичні властивості.

5.10.5. Кліматичні фактори ґрунтоутворення

Від клімату залежить кількість тепла і опадів та характер їх розподілу. Тепло і опади впливають на розвиток рослинності, життєдіяльність мікроорганізмів, розчинення різних сполук у ґрунті та переміщення їх по профілю, вміст вологи в ґрунтах тощо. Повітря і вода присутні у кожному ґрунті.

Так, залежно від кліматичних умов, атмосферні води можуть змивати або промивати ґрунти, спричинювати засолення або заболочення їх тощо. Висока температура і вітри, особливо суховії, збільшують випаровування води з ґрунту.

Кількість опадів і випарна здатність ґрунту є одним з основних факторів процесів ґрунтоутворення. Наприклад, в західних, північно-західних і північних районах України випаровується менше 500 мм за рік, у посушливих степових районах — до 1000 мм, а на південному сході — до 1100 мм за рік. У Карпатах випадає 1100 мм опадів за рік, на Поліссі — 600, в Лісостепу — 450-700 мм (зі зменшенням на схід), на півдні — до 400 мм, а в Посушливому Степу — до 275-350 мм.

Кількість опадів, розподіл їх за порами року, характер зволоження ґрунту впливають на ріст рослин, ботанічний склад, асиміляцію сонячної енергії, нагромадження органічної речовини та швидкість мінералізації її, а також на механічний склад ґрунтів, які утворюються, диференціацію в них горизонтів та ін.

Дуже впливають на ґрунтоутворні процеси температура повітря і ґрунту. Відомо, що з підвищенням температури ґрунту збільшується іонізація води, внаслідок чого підвищується швидкість хімічних і біохімічних реакцій. Нагромадження і розклад органічної речовини, характер процесів вивітрювання і ґрунтоутворення також залежать від співвідношення тепла і вологи в ґрунті. Від температури ґрунту залежать коагуляція (укрупнення роздрібнених частинок) і пептизація

(роздрібнення) колоїдів, утворення структури ґрунту. Впливають на ґрунтоутворення і низькі температури. Так, при низьких температурах у ґрунті коагулюються гумусові кислоти, що сприяє утворенню нерозчинних сполук. Впливають на ці процеси і зміни температури повітря. Наприклад, низькі температури повітря сприяють утворенню заболочених і торф'янистих ґрунтів, а за високих температур ґрунт пересихає, втрачає структуру, ущільнюється тощо.

5.10.6. Залежність ґрунтоутворних процесів від рельєфу

Рельєфом тієї чи іншої місцевості називають сукупність форм горизонтального і вертикального розмежування поверхні землі. Як додатні (опуклі) так і від'ємні (увігнуті) форми рельєфу обмежені з боків різноорієнтованими схилами. Основними елементами рельєфу є вододіли, схили і долини.

Лінію, яка розділяє стік води по протилежно спрямованих схилах, називають вододільною лінією місцевості.

Рельєф є одним з важливих факторів процесів ґрунтоутворення. Характерно, що незначні зміни рельєфу — підвищення або пониження навіть на площі в один гектар і менше — досить помітно впливають на зміни ґрунту в цілому або на окремі показники його родючості.

Залежно від розміру площі розрізняють два основних типи рельєфу: макрорельєф і мікрорельєф.

Макрорельєф — це найбільші форми рельєфу на великих ділянках земної кори. До нього належать: 1) рельєф гірських місцевостей, створений тектонічними і вулканічними силами; окремі елементи цього рельєфу часто підіймаються до 2-3 км і вище, зумовлюючи вертикальну зональність клімату та ґрунтів; 2) рельєф пересіченої місцевості, що охоплює територію в позагірських районах. Прикладом першого може бути моренний рельєф, створений льодовиками (Полісся України), а другого — ерозійний рельєф, створений різними денудаційними процесами (переважно Лісостеп і Степ України).

Мікрорельєфом називають найменші форми рельєфу, які утворюються на елементах макрорельєфу.

Крім макро- і мікрорельєфу розрізняють ще і перехідну форму рельєфу — мезорельєф. Це — долини, яри, блюдця, горби

тощо, а також інколи досить глибокі западини і підвищення, що чергуються між собою.

З мезо- і мікрорельєфом певною мірою пов'язані топографічні закономірності розподілу ґрунтів у межах зон — мікрональність та інтразональність.

Рельєф впливає на розподіл атмосферних, ґрунтових і підґрунтових вод, тепла, сонячної радіації та на кліматичні умови в цілому. Під впливом різних умов рельєфу змінюється зволоження ґрунту, склад рослинності. Рельєф місцевості впливає також на ерозію поверхні (змивання і розмивання), намивання ґрунтів, порід тощо.

Ґрунти на південних схилах одержують більше тепла, тут часто змінюється температура, швидше випаровується волога та ін. Саме тому ґрунти північних схилів більш вилужені і зволожені, мають грубіший механічний склад, бідніші на поживні речовини, ніж південні.

Найчіткіше виражений вплив рельєфу і експозиції його схилів у гірських місцевостях. Там він має домінуюче значення у процесах ґрунтоутворення.

Розрізняють додатні і від'ємні елементи рельєфу. До перших відносять усі підвищення — плато (рівнини), тераси, горби, гриви, бархани, дюни, а до від'ємних — долини, западини, улоговини, балки, яри, блюдця тощо.

Підвищені елементи рельєфу мають схили, ступінь крутизни яких визначається кутом нахилу, вираженим у градусах. По всій території Лісостепу і Степу України, за винятком гірського рельєфу Карпат і Криму, поширений водоерозійний рельєф з досить складним мікрорельєфом.

Кожен із згаданих елементів рельєфу своєрідно впливає на мікроклімат, за певних умов і на макроклімат, рослинний покрив, а у кінцевому підсумку — на ґрунтоутворний процес.

5.10.7. Час — фактор ґрунтоутворного процесу

Ґрунтоутворний процес відбувається стадійно не тільки в просторі, а й у часі. Тому велике значення в житті й еволюції ґрунтів має їхній вік. Кожен сучасний тип або вид ґрунту є результатом дії різних факторів, що діяли протягом багатьох віків. З віком пов'язані стадії і фази розвитку всіх ґрунтів, а від останніх

залежать його родючість та агрономічна цінність. Чим старіший ґрунт, тим більше стадій мав ґрунтоутворний процес.

Розрізняють абсолютний і відносний вік ґрунту. Під абсолютним віком ґрунту розуміють проміжок часу, починаючи з початку утворення його до сучасної стадії його розвитку. Вік ґрунту в основному пов'язаний з віком країни, поверхня якої звільнилась з-під водного, льодовикового чи іншого покриву і на якій почався ґрунтоутворний процес, що триває до наших днів.

У природних умовах на будь-якій, навіть невеликій, території може бути багато ґрунтів, що перебувають у різних стадіях розвитку. Пояснюється це тим, що неоднаковий рельєф, ґрунтоутворні породи і рослинність по-різному впливали на ґрунтоутворні процеси у даній місцевості.

5.10.8. Виробнича діяльність людини та її вплив на ґрунтоутворні процеси

Виробнича діяльність людини вважається також як один із факторів процесу ґрунтоутворення. Адже людина сьогодні експлуатує по-різному земельні ресурси постійно нарощуючи їх площі, регулює розподілом ґрунтів стосовно їх використання (під лісові масиви, сільськогосподарське призначення, розміщення населених пунктів, будівництво промислових об'єктів, розробку корисних копалин тощо). Безпосередньо ґрунти, що знаходяться у сільськогосподарському користуванні, людина визначає, які площі відвести під рілля, які під сіножаті, а яким взагалі доти перепочити. Інтенсивний розвиток сільського господарства дає можливість не тільки збільшити кількість сільськогосподарської продукції і раціонально використовувати ґрунти, а й підвищувати їх родючість.

ґрунти набувають природної родючості у процесі ґрунтоутворення, а в процесі виробничої діяльності — окультурюються. Окультурення ґрунту — це цілеспрямоване поліпшення властивостей і підвищення його родючості.

ґрунти збагачуються на поживні речовини завдяки внесенню органічних і мінеральних добрив. У широких масштабах запроваджуються зрошення, вапнування кислих і гіпсування солонцюватих ґрунтів. Усі ці заходи впливають на напрям процесів

ґрунтоутворення і сприяють створенню ґрунтів з високою потенціальною і ефективною родючістю.

5.10.9. Викопні ґрунти

Викопні ґрунти за часом утворення є давніми. Наука, яка займається вивченням їх називається палеопедологією. Вони почали формуватись з часу появи органічного життя на нашій планеті, тобто ще в палеозойську еру. Однак з плином часу перетворювались у гірські породи. На даний момент найбільший інтерес до вивчення мають ґрунти, які утворювались протягом четвертинного періоду. Вивчення викопних ґрунтів дозволяє відтворювати загальні закономірності їх формування в часі, палеогеографічну обстановку того часу, а також існуюче тоді різноманіття елементарних ґрунтових процесів.

Дослідження викопних ґрунтів засвідчує про різну їх інтенсивність утворення. Так під час теплих періодів відбувалось максимальне ґрунтоутворення, яке змінювалося в холодні й помірно холодні періоди зменшенням їх об'єму і переважанням механічної акумуляції осадового матеріалу. Це привело до утворення ритмів, тобто чергування різних за походженням видів ґрунтів із горизонтами лесів, лесоподібних суглинків, бурих пліоценових та інших глин.

Найкраще ритмічність проявилася в неогені та антропогені. Зокрема в континентальній товщі пліоценових відкладів України виділяють 16 етапів, 8 із них відносять до інтенсивного ґрунтоутворення, близького за характером до субтропічного. Пліоценові глини мають сліди глибоких хімічних і біологічних перетворень. У пліоцені та, особливо, в плейстоцені внаслідок зростаючої контрастності клімату виділилася ще одна загальна закономірність процесів ґрунтоутворення — стадійність, яка послужила основою для виділення ґрунтових свит. Останні відбивають зміни факторів та умов давнього ґрунтоутворення протягом одного палеогеографічного етапу.

Так дослідження показали, що у ранньому пліоцені — пізньому плейстоцені на утворення ґрунтів значно вплинуло похолодання і зростаюча аридність. При цьому змінювалися окремі ознаки та властивості їх (забарвлення; ступінь оглинення;

гранулометричний склад; зменшувався вміст оксидів заліза, алюмінію, титану; розширювалось їх молекулярне відношення із кремнеземом; накопичувалися карбонати, а на півдні — гіпсові новоутворення).

Розвиток ґрунтів чорноземного типу в Україні простежується, починаючи з раннього плейстоцену. Після дніпровського зледеніння чорноземи тут стають подібними до сучасних.

Група каштанових і бурих напівпустельних ґрунтів з'явилася в пізньому плейстоцені в Приазов'ї та Криму.

Голоценові ґрунтового утворення України мають найповніші розрізи лише місцями на заплавах, у балках, на схилах та інших пониженнях. На межиріччях ґрунт звичайно одиничний, тоді як на вищезгаданих формах рельєфу вони бувають чисельними і різновіковими. Сучасні ґрунти, які пережили без поховання та денудації весь голоцен, називають полігенетичними.

Зокрема в Лісостепу України виявлено понад 30 етапів голоценового ґрунтоутворення (М.Ф.Веклич), які відрізняються один від одного умовами зволоження й температури.

Викопним ґрунтам, як і сучасним, властиві зональні зміни. Тобто система географічних зон на різних етапах розвитку то ускладнювалася, то згладжувалася, то проходило зміщення меж зон.

Зокрема у середньому плейстоцені (після дніпровського зледеніння) межа між лісовою і лісостеповою зонами проходила на 200-300 км південніше й південно-східніше від сучасної. У пізньому плейстоцені внаслідок посилення процесів аридизації (клімат стає все сухішим, коли процеси випаровування зростають, а кількість опадів скорочуються) зональна контрастність ґрунтового покриву знову зменшилася. Ґрунтові зони розширювалися та переміщувалися на північ. Крім біокліматичних умов, на характер ґрунтоутворення впливали й геолого-геоморфологічні фактори.

У цілому встановлено певні загальні особливості континентального осадконакопичення: нестійкість (утворені осади зразу ж зазнають розмиву), мінливість, переважання уламкового матеріалу, найтісніший зв'язок із материнськими породами, складом органічних решток і кліматичною зональністю.

Усі умови континентального осадконакопичення можна розділити на 3 найголовніші типи: льодовиковий, гумідний та аридний. Перший властивий для територій зі сталим льодовиковим

покривом (у високих широтах або в горах вище снігової лінії). Умови тут характеризуються низькими температурами, відсутністю активної діяльності рідкої води і біоти. Основним джерелом осадкового матеріалу є фізичне (механічне) вивітрювання. Перенос здійснюється також механічним шляхом за допомогою льоду, вітру чи талої води.

Гумідним вважається осадконакопичення в умовах вологого клімату, де кількість опадів переважає випаровування (вологі тропіки і субтропіки, помірний і холодний вологий клімат). В умовах гумідного осадконакопичення проявляються хімічне, фізичне та біологічне вивітрювання. Основний перенос осадкового матеріалу проводиться ріками і тимчасовими водними потоками. Осадження відбувається або на шляху переносу, або у водоприймальних басейнах: озерах і морях. Серед континентальних осадків переважають уламкові породи, хоча зустрічаються карбонатні і торфові. Гумідному літогенезу властиві високі концентрації заліза, марганцю, алюмінію.

Для аридного типу літогенезу характерне переважання випаровування над кількістю опадів за рік. Такі умови є в пустелях, які зустрічаються на всіх континентах. Для процесів, що тут відбуваються, характерне ослаблення міграції елементів у корі вивітрювання. Зменшується роль біотичного фактору в генезисі осадків. Переважає фізичне вивітрювання та утворення елювію. Одночасно зростає і роль еолового переносу.

Наприклад, в умовах вологих субтропиків з великою кількістю тепла та вологи і при пишній рослинності формувались своєрідні продукти вивітрювання (латерити), у складі яких переважали гідрооксиди заліза, алюмінію і кремнію, що сприяло утворенню відповідних ґрунтів. Водночас у пустельних умовах при аридному осадконакопиченні елювій представлений переважно уламковим матеріалом, рослинність практично відсутня, тому ґрунти тут з незначним вмістом органіки. Отже, існує тісний і багатосторонній зв'язок між осадконакопиченням та умовами середовища.

Існує й інша особливість ґрунтоутворення. Коли на певній території поширені однакові материнські породи, але проростає різна рослинність, або одна заболочена, а друга суха, то на кожній ділянці в той самий час будуть утворюватись ґрунти, але скрізь відрізнятимуться (тобто будуть в різних фаціях).

У ґрунтознавстві серед сучасних і викопних фацій виділяють 3 групи: морські, перехідні та континентальні. Кожна з цих груп ділиться на види. У межах однієї фації ґрунтовий покрив одного типу. Такий системний підхід дозволяє вдосконалювати землекористування й землевпорядкування.

Ґрунти України переважно утворені і лежать на поверхні різних типів антропогенних відкладів і тільки зрідка зустрічаються, утвореними на продуктах вивітрювання (елювії) більш ранніх епох.

5.10.10. Генетичні горизонти ґрунту

У процесі ґрунтоутворення ґрунти набувають певних морфологічних ознак. Отже, морфологічні ознаки ґрунту — це екологічно-функціональні зовнішні ознаки ґрунту, за допомогою яких здійснюється визначення приналежності його до відповідного генетичного типу.

Профіль ґрунту відображає пошарово його вертикальний розріз залежно від умов і процесів утворення кожного шару. Шари ґрунту, виявлені на профілі (у вертикальному розрізі), називають генетичними горизонтами. Кожен генетичний горизонт характеризується наступними параметрами: кольором, вологістю, гранулометричним складом, структурою, шпаруватістю, зв'язністю, твердістю, липкістю, пластичністю, текучістю, біологічними елементами (наявністю коріння живих і відмерлих рослин, тварин та їх залишків), елементами, пов'язаними з життєдіяльністю рослин і тварин (кореневими порами, екскрементами, ходами черв'яків, кротовинами та ін.), відокремленнями, кількістю викристалізованих форм солей, карбонатів, гіпсу, залізистих, марганцевих, залізисто-марганцевих стяжін, кремнеземну присипки, глиноземної півки та ін., уламками гірських порід (кількість, форма, розміри, ступінь обкочування та вивітрювання) і включеннями (тверді морфологічні елементи людської діяльності: черепки, уламки скла, фаянсу, шматки цегли, вуглини та ін.); характером і формою переходу між генетичними горизонтами. Тому за будовою генетичних горизонтів встановлюється природний статус ґрунтів у польових умовах. Різноманітність профілю ґрунту зумовлюється великою кількістю

комбінування та ступенем прояву основних ґрунтоутворювальних процесів, що знаходить відображення у морфологічних ознаках генетичних горизонтів, які є продуктом змін материнської породи під їх впливом.

Кожний генетичний горизонт з часів В.В. Докучаєва прийнято позначати відповідними символами. В Україні прийнята система символів О.Н. Соколовського, дещо вдосконалена і доповнена, за якої кожний генетичний горизонт позначається початковою латинською літерою слова, що вказує на генетичну суть та особливості складу і стану горизонтів, пов'язаних з проявом основного ґрунтоутворювального процесу. Головними є горизонти:

Торф'яний (Т) — складений більш ніж на 70% з рослинних решток (деревних, трав'яних, мохових, лишайникових) різного ступеня їх розкладу.

Торф'яно-перегнійний (ТН) — складений із сильно-розкладених гуміфікованих (уже невидимих) рослинних решток. Чорний, мажеться, нестійкої пилювато-зернистої або грудкуватої структури, постійно або періодично насичений водою.

Торф'яно-мінералізований (ТС) — складений з інтенсивно подрібнених мінералізованих і обуглених рослинних залишків (найдрібніші рештки видимі), попеловидний, гідрофобний, легко розвівається. Трапляється на переосушених торфовищах.

Перегнійний (НТ) — поверхневий горизонт чорного кольору із вмістом органічної речовини 30-70%, складається з добре розкладених органічних залишків і гумусу з домішками мінеральних компонентів, безструктурний, маститься, м'який, пухкий.

Органо-акумулятивний (Но) — утворюється на поверхні ґрунту, малопотужний (до 15 см), складається з органічної речовини, яка розкладається (нерозкладені і напіврозкладені рештки є видимі неозброєним оком). У нижній частині частково перемішаний із мінеральними компонентами. Може бути у вигляді: лісової підстилки (Нл) — покриваючої суцільним килимом поверхню ґрунту в лісі; степової повсті (войлоку) (Нс) — формується в степах; дернинним (Нд) — складеним наполовину і більше з живого і відмерлого коріння трав'яних рослин, сірих, пухкий. Це горизонт, що утворюється під трав'яною рослинністю.

Гумусовий (Н) — що акумулює гуміфіковану органічну

речовину (гумус), рівномірно насичений і тісно пов'язаний з мінеральною частиною ґрунту. Забарвлений у сірий, темно-сірий, коричневий або бурий колір. Звичайно пухкий, добре оструктурований. Вміст гумусу складає до 15-20%.

Кожен із перелічених горизонтів може складати саму верхню частину ґрунтового розрізу (профілю).

Елювіальний (E) — звичайно залягає нижче попередніх, — збіднений органічною та мінеральною глинистою речовиною внаслідок вимивання; забарвлений у білуваті, світло-сірі або палеві кольори, пластинчастий або плитчастий, пухкий. Утворюється в процесі інтенсивного руйнування мінеральної частини ґрунту і вимивання продуктів руйнування у нижче залягаючі горизонти. У різних ґрунтах він отримує різні назви: підзолистий — де поширені підзолисті або дерново-підзолисті ґрунти; осолоділий — де поширені солонцеві ґрунти. В останніх ґрунтах осолоділий горизонт може залягати як під гумусовим (H), так і безпосередньо у верхній частині профілю.

Ілювіальний (I) горизонт — збагачений глинистими частинками, рухомими півтора оксидами з органічною речовиною або без неї, бурувато-червоного, бурувато-коричневого або темно-сірого кольору, щільний, призмоподібної, горіхуватої чи призмоподібно-горіхуватої структури. Він формується під елювіальним, але може залягати безпосередньо під гумусовим і є перехідним до материнської породи. Його ще називають вмивним горизонтом, в який вмиваються і частково накопичуються різні продукти ґрунтоутворення (відбувається, де є елювіальний горизонт). Розрізняють наступні види ілювіального горизонту: залізисто-ілювіальний, гумусово-ілювіальний, глинисто-ілювіальний, карбонатно-ілювіальний, гіпсовий (сульфатно-ілювіальний), сольовий (хлоридно-ілювіальний), сіалітно-метаморфічний.

Глейовий (GI) — це мінеральний або органо-мінеральний суцільний, або строкатий горизонт яскраво синього, голубого, сизого, оливкового чи неоднорідного кольору, безструктурний, утворюється при заболоченні ґрунтів, або постійному перенасиченні водою і нестачі вільного кисню в ґрунті. У результаті відбуваються анаеробно-відновні процеси, які приводять до виникнення закисних сполук заліза і марганцю, рухомих форм алюмінію і формування глеевих ґрунтів.

Материнська (ґрунтоутворювальна) порода (P) — гірська порода, з якої сформувався ґрунт. Цей горизонт подібний на ґрунт за літологією, але не має його ознак. Ними переважно є четвертинні відклади різних генетичних типів.

Підстилаюча порода (D) — порода, що залягає нижче ґрунтоутворювальної, тобто під материнською. Дані відклади належать як четвертинним, так і дочетвертинним утворенням.

Слід відзначити, що ґрунтознавцями виділяються ще додатково ряд інших горизонтів, які зустрічаються серед різних ґрунтів у межах України :

Псевдофібровий (Pf) — складений з тонких бурих або червонувато-бурих ущільнених прошарків (псевдофібр) завтовшки 1-3 см, які перемижуються з прошарками (5-10 см) палевого або білястого піску.

Ортзандовий (R) — складений із піску зцементованого оксидами заліза, яке в ньому переважно гідрогенного та мікробного походження. Він червоного кольору, як правило, щільний, безструктурний.

Ортштейновий (Rg) — збагачений глиною, півтора оксидами, гелями кремнію, твердий, червонувато-коричневий.

Солонцевий (S1) — ґрунтова маса якого збагачена рухомими глиною, кремнеземом та органічною речовиною сірого або чорного кольору, стовпчастої, призмо подібної, з глянцевиими гранями структурою, щільний; у зволоженому стані безструктурний, в'язкий, набухаючий.

Мергелистий (Mg) — складений з карбонатних новоутворень гідрогенного походження (лучний мергель). Містить від 28 до 50% карбонатів кальцію та магнію, білого або сірувато-білого кольору, часто з бурими плямами.

Перехідний (Hr, Ph, El) — поєднує однаковою мірою ознаки суміжних горизонтів. Ґрунти з поступовим послабленням ґрунтової ознаки від поверхні до породи (чорноземні, лучні, дернові та ін.) називаються перехідними, з диференційованим профілем — за назвою двох суміжних горизонтів. Позначають перехідні горизонти символами суміжних горизонтів.

Похований ґрунт (Pg) — ґрунт реліктовий, або виключений з ґрунтоутворення перекриттям давніми або сучасними відкладами.

5.10.11. Класифікація ґрунтів

За всю історію розвитку ґрунтознавства вчені розробили багато різних класифікацій ґрунтів.

Першу наукову класифікацію ґрунтів дав В. В. Докучаєв, показавши, що ґрунт є особливим природним тілом і утворюється внаслідок взаємодії факторів ґрунтоутворення. В основу класифікації було покладено генетичний тип ґрунту.

М. М. Сибірцев глибше розробив класифікацію В. В. Докучаєва, ввівши поняття про зональність ґрунтів і виділивши зональні, інтразональні й азональні ґрунти. Класифікація Докучаєва — Сибірцева не відбивала процесів, які відбуваються в ґрунтах (домінуючим був принцип географічного поширення ґрунтів).

Взагалі класифікація ґрунтів полягає в тому, що робиться об'єднання їх у групи, які за будовою, походженням, властивостями та рівнем родючості є близькими, а також встановлюється об'єктивно існуючий у природі взаємозв'язок між цими групами. За класифікацією ґрунти розбиваються на ряд таксономічних одиниць (таксонів), які різняться рангами від більш широкого і загального об'єднання ґрунтів до вужчого і більш конкретизованого об'єднання. У класифікації ґрунтів колишнього СРСР (І. П. Герасимов, 1965) була запропонована наступна система таксономічних одиниць: тип, підтип, рід, вид, різновид і група. Згідно з прийнятою методикою, в Україні тоді було виділено понад 600 видів ґрунтів, які об'єднувались в 17 типів та 35 підтипів.

Це наступні типи ґрунтів: підзолисті; дерново-підзолисті; сірі опідзолені; опідзолені лісостепові; чорноземи; каштанові; лучні; болотні; торфово-болотні і торфовища; солонцюваті і солонцеві; осолоділі; буроземно-підзолисті; коричневі; дернові; бурі гірсько-лісові; бурі гірсько-лучні; гірсько-опідзолені;

В окремих областях України налічувалось багато видів ґрунтів. Навіть в одному господарстві могло бути декілька видів ґрунтів.

Найбільше різновидів ґрунтів спостерігалось у тих районах, де були ріки (в заплавах і на терасах). Чим складніший ґрунтовий покрив у господарстві, тим більше ускладнювались процеси вирощування сільськогосподарських культур. Саме тому виникла потреба об'єднати найближчі види ґрунтів у певні агропробні

групи, що й було зроблено після дослідження ґрунтів у 1957-1961 рр. При складанні районних ґрунтових карт в Україні за основну таксономічну одиницю для обліку якості земель було прийнято сільськогосподарський тип. Під сільськогосподарським типом земель підрозумівали земельний масив, що характеризувався сукупністю таких особливостей, які визначали напрям землеробства і основні агротехнічні заходи (сівозміни, обробіток ґрунту тощо).

В основу виділення сільськогосподарського типу земель брались рельєф місцевості, агротехнічна природа ґрунтового покриву, характер і ступінь зволоженості, засоленість або кислотність ґрунту, потреба в меліорації.

За методикою крупномасштабного дослідження всі ґрунти України, об'єднувались у три класи: 1) автоморфні широтної зональності (на рівнинах); 2) автоморфні вертикальної зональності (в гірських місцевостях); 3) гідроморфні (заболочені ґрунти).

2006 року вийшов друком підручник "Ґрунтознавство з основами геології", авторами якого є І.І. Назаренко, С.М. Польшина, Ю.М. Дмитрук, І.С. Смага, В.А. Нікорич (17), де запропоновано виділяти 10 типів ґрунтів. У цій роботі система таксономічних одиниць класифікації ґрунтів подається така сама, яка існувала раніше: тип, підтип, рід, вид, підвид, різновид, розряд, підрозряд. Нижче подаємо за вказаними авторами визначення змісту кожної таксономічної одиниці.

Тип ґрунту — опорна таксономічна одиниця, яка представляє об'єднану групу ґрунтів, що розвиваються в однотипових біологічних, кліматичних, гідрологічних умовах і характеризуються яскравим проявом основного процесу ґрунтоутворення при можливому сполученні з іншими процесами.

Наприклад: чорноземи, сірі лісові, сіроземи, червоноземи.

Наступною таксономічною одиницею є підтип. Підтип ґрунту це група ґрунтів у межах типу, що якісно відрізняється проявом основного і додаткового процесів ґрунтоутворення. Часто підтипи ґрунтів виділяються як перехідні утворення між близькими (географічно або генетично) типами ґрунтів. Звичайно, в межах кожного типу виділяється головний, найбільш типовий підтип і ряд перехідних до інших типів підтипів. Поява

підтипів може бути зумовлена: накладанням додаткового процесу ґрунтоутворення (чорнозем опідзолений, дерново-підзолистий ґрунт); істотною зміною основної ознаки типу (світло-сірі, сірі, темно-сірі лісові ґрунти); специфікою положення в межах ґрунтової зони (чорнозем південний); специфікою кліматичної фації в межах ґрунтової зони або підзони (чорнозем типовий помірний, чорнозем типовий теплий).

Основою для виділення роду ґрунту є якісні генетичні особливості зумовлені впливом комплексу місцевих умов, складом ґрунтоутворних порід, складом і рівнем ґрунтових вод, реліктовими ознаками субстрату (солонцюваті, солончакові, осолоділі, контактнотлейові, залишково-підзолисті). Роду відповідає група ґрунтів у межах підтипу. Наприклад: підтип чорноземів типових помірних поділяється на роди ґрунтів: звичайні, залишково-підзолисті, залишково-карбонатні, солонцюваті тощо.

Вид ґрунту — визначається ступенем розвитку основного ґрунтоутворного процесу. Вид представляє групу ґрунтів у межах роду.

Наприклад: у межах підзолистих ґрунтів виділяють середньо- сильно- і слабопідзолисті ґрунти; серед чорноземів за ступенем розвитку гумусового горизонту виділяють мало-, середньо-, надпотужних і потужних чорноземів — з одного боку, а з іншої сторони — види мало-, середньо-, багатогумусних чорноземів.

Підвид ґрунту — група ґрунтів у межах роду, що відрізняються ступенем супутнього процесу ґрунтоутворення. Наприклад, серед середньопотужного мало гумусного чорнозему можуть виділятися підвиди слабо-, середньо-, і сильносолонцюватих ґрунтів.

Різновид ґрунту — групи ґрунтів у межах виду або підвиду, що розрізняються гранулометричним складом верхніх ґрунтових горизонтів. Наприклад: легкосуглинкові, супіщані, глинисті, піщані та інші.

Розряд таксономічна одиниця ґрунту, яка утворилася на однорідних у літологічному або генетичному відношенні породах. За характером природи враховує наявність материнських відкладів, які підстилають ґрунтоутворювальні породи. Виділяють: на лесах, морені, водно-льодовикових, вапняку, гранітні і т. д.

Підрозряд об'єднує групу ґрунтів, що розрізняються ступенем сільськогосподарського освоєння або ступенем їх еродованості. Наприклад: слабо-, середньо-, сильно змиті ґрунти; слабо-, середньо-, висококультурений ґрунт.

Окремі типи ґрунтів, які переважають на певних територіях, утворюють ґрунтові зони. Ґрунтовою зоною називають території, де типи ґрунтів, що переважають, пов'язані між собою близькими ґрунтоутворними процесами, кліматичними умовами і рослинністю. Ці зони на континентах розміщуються в певному порядку з півночі на південь, а закономірність такого розміщення називають гори-зонтальною зональністю.

Послідовну зміну ґрунтів залежно від змін висоти місцевості у гірських районах називають вертикальною зональністю.

У межах України залежно від природних умов виділяють такі ґрунтово-кліматичні зони: кожна ґрунтову зону залежно від зміни рослинності, рельєфу, порід та інших факторів ґрунтоутворення поділяють ще на підзони, провінції і ґрунтові райони. Особливо це потрібно в тих зонах, які займають великі площі в різних географічних широтах. Так зону поширення чорноземів можна поділити на підзони вилужених, глибоких, звичайних, південних чорноземів. Провінції чорноземні виділяють Українську, Приазовську. У провінціях можуть ще виділяти ґрунтові комплекси та райони (17).

Необхідно зауважити, що зараз ще немає спільної думки щодо групування типів ґрунтів у зони. Так, у навчальному посібнику “Ґрунтознавство з основами геології”, 2005 (9) подається наступний поділ: ґрунти українського Полісся, Лісостепу, Степу, Сухого Степу, засолені ґрунти, ґрунти Карпатської гірської області і Кримської гірської області. У однойменному підручнику, 2006 (17) цей поділ такий: ґрунти українського Полісся, болотні ґрунти, ґрунти зони Лісостепу, Степу, ґрунти галогенного ряду, ґрунтовий покрив Карпатської та Кримської гірських провінцій, алювіальні ґрунти. А в монографії “Класифікація ґрунтів України”, 2005 (19) виділяють зони: Полісся; Лісостеп; Північний, Південний і Сухий Степ, а також провінція північного Криму; Крим гірський; Карпатське передгір'я; Карпати низькогірні; Закарпатське передгір'я; Закарпаття низинне.

Запитання для самоконтролю

1. Ґрунт — тип четвертинних відкладів біогенного ряду.
2. Яка роль материнських гірських порід в утворенні ґрунту?
3. Яка роль зелених рослин в утворенні ґрунту?
4. Які мікроорганізми і яку роль відіграють в утворенні ґрунту?
5. Роль клімату в утворенні ґрунту.
6. Роль рельєфу в утворенні ґрунту.
7. Час — фактор утворення ґрунту.
8. Яка залежність ґрунтоутворних процесів від діяльності людини?
9. Які головні генетичні горизонти існують для визначення вертикального ґрунтового розрізу? Дайте їх коротку характеристику.
10. Наведіть приклади системи символів, прийнятих в Україні для позначення генетичних горизонтів ґрунту.
11. За допомогою яких морфологічних ознак вивчають розріз ґрунту?
12. Яка градація поділу ґрунтів за гранулометричним складом?
13. Система таксономічних одиниць при сучасній класифікації ґрунту?
14. За яким принципом типи ґрунтів в Україні об'єднуються в зони (ряди)?

5.11. Тип відкладів вулканічного ряду, хімічних та інших

Вулканічний ряд в якості генетичного типу континентальних утворень четвертинного періоду включає породи, що вилились у вигляді магми на земну поверхню і застиглої, яка отримала назву лави; Пірокластичні відклади (уламковий матеріал, що викидається вулканом) можуть бути рихлими, незцементованими, у вигляді вулканічних бомб, лапілів, вулканічного піску, попелу і зцементованими у вигляді туфів, туфобрекчії, туфітів. До вулканічного ряду належать також лахари і відклади гейзерів.

Лохари представляють відклади грязевих потоків, які виникають на схилах вулканів при змішуванні холодного або розжареного пірокластичного матеріалу з водами проливних дощів, рік, талими водами льодовиків, кратерних озер.

Відклади гейзерів утворюються з мінералізованих вод гарячих джерел — гейзерів і представлені кремнієвим туфом (гейзеритом) — опалом, іноді з домішкою глинозему.

На вулканогенних утвореннях четвертинного віку ми не зупиняємося, тому що вивчення й картування їх виконується звичайними методами геологічної зйомки. Відзначимо лише, що при визначенні віку четвертинних лав та туфів має значення

співвідношення їх з іншими четвертинними відкладами, особливо з річковими терасами.

Псевдовулканічний ряд включає відклади грязевих вулканів, які складаються із сопкової брекчії, що представляє собою затверділі продукти їхнього виверження. У сопковій брекчії розрізняють уламки порід і перероблена намулиста основна маса грязі, мінеральний склад часток якої подібний зі складом уламків.

Хімічні відклади також мають обмежене поширення. Звичайно до них відносять відклади джерел — різні вапнякові туфи, травертини тощо, а також сольові нагромадження в засушливих областях — солончаки, шори, поклади солей на дні озер, гіпсові кірки пустель. При геологічній зйомці четвертинних відкладів доцільно виділяти всі подібні утворення, позначаючи їх відповідно до конкретних умов походження (“відклади джерел”, “солончаки”, “скупчення гіпсу” і т.д.).

В областях розвитку карбонатних порід утворюються також вапнякові туфи і травертини. Утворюються вони з мінералізованих вод джерел, вода яких протікає через карбонатні породи. Ці утворення мають пористу будову або кристалічну у вигляді натічних форм.

Печерні (підземно-водні) відклади розвиваються в карстових порожнинах серед вапняків, доломітів, гіпсів й інших порід, здатних розчинятися. Вони представлені нерозчинним глинисто-алевритовим матеріалом, який є залишком, що утворюється при вилугуванні карстуючихся порід. Поширені тут породи можуть бути у вигляді обвальних нагромаджень за рахунок обрушення кривлі і стін печер; нагромаджень уламковим матеріалом підземних рік й озер, хемогенними натічними та субаквальними утвореннями, біогенними відкладами, складеними скупченнями костей і екскрементів летючих мишей і птахів, відкладами “культурного” шару, пов'язаного з життєдіяльністю людини.

Запитання для самоконтролю

1. Дайте характеристику відкладів вулканічного ряду.
2. Відклади грязевих потоків на схилах вулканів (лахари).
3. Відклади псевдовулканічного ряду.
4. Відклади хімічного походження.
5. Підземно-водні (печерні) відклади.

5.12. Тип техногенних відкладів

Своєрідну генетичну групу, властиву тільки четвертинному періоду, представляють техногенні відклади. Вони пов'язані із виробничою діяльністю і побутом людини. За способом утворення, призначенням і складом в цьому ряді виділяються накопичення гірничопромислові, будівельні, іригаційні й господарсько-побутові. До останніх відносять: відвали від розробки рудників, розсипів та інших земляних робіт; культурні верстви міст; іригаційні відклади оазисів; насипні кургани й усякі інші нагромадження, що є результатом діяльності людського суспільства. Ці утворення іноді досягають значної потужності й займають велику площу, достатню для відображення на карті більш-менш великого масштабу. Визначення їх не представляє труднощів.

Запитання для самоконтролю

1. Дайте характеристику техногенної групи четвертинних відкладів.

5.13. Тип четвертинних відкладів дна Світового океану

Комплекс факторів, за якими визначаються особливості осадкоутворення й розподіл осадків на океанічному дні, містить в собі динамічну діяльність величезних мас океанічної гідросфери; специфічний сольовий, газовий і температурний режим води; різноманітні форми руху води й переміщення матеріалу на океанічному дні; тектонічні й вулканічні процеси, що створюють порушення рівноваги в рельєфі та здійснюють привніс матеріалу із глибинних надр земної кори; специфічне нагромадження органічної речовини, яке залежить від глибини рельєфу, широтної зональності й інших факторів, котрі визначають поширення тваринних і рослинних організмів та їхню загальну біомасу; характер матеріалу, внесеного в моря та океани текучими водами рік; донні течії; обвальні-зсувні процеси та ін.

В останні десятиліття вивченню дна Світового океану приділяється велика увага, і в цій області досягнуті великі успіхи. Отримано нові дані про геоморфологію й тектонічні структури дна окремих океанів, розподіл у них гірських хребтів та западин, геологічну будову товщ, формації й фації осадового покриву, біомасу і умови океанічного середовища та інше.

Четвертинний період характеризується деякими специфічними особливостями осадкоутворення на океанічному дні.

Найголовніші закономірності осадкоутворення на дні Світового океану це тектонічні рухи з переважною тенденцією опускання океанічного дна та неодноразові ритмічні зміни кліматичних (температурних) умов. У результаті тектонічних рухів відбувається загальне збільшення ємкості Світового океану й одночасне збільшення контрастності його ложа. Усе це створює сприятливі умови для гравітаційного переміщення матеріалу на дні, особливо в зоні материкового схилу, підніжжя й океанічного хребта. Чергування льодовикових та міжльодовикових епох істотно впливало на зміну рівня води, базис ерозії, динамічний режим осадкоутворення, особливо в крайовій зоні, та на загальну біомасу органічних осадків. Це одержало своє відбиття й у седиментаційних процесах: кількості й об'ємі осадків, що надходять в океани, їхньому розподілі на дні, літологічному складі й стратиграфічній будові.

Для порівняння швидкості нагромадження осадків в окремих блоках земної поверхні великий інтерес представляють дані про осадки глибоководних частин океану. Сучасна швидкість відкладення цих осадків усіх типів (карбонатних пісків і мулів, червоної глини і кремнієвих мулів) оцінюється в 1 см за 1000 років, або 0,3 см твердого осадку. Разом з тим відклади самої червоної глини нагромаджуються 8 мм за 1000 років або 2,5 мм твердої речовини.

Якщо включити матеріал, що утворюється в результаті виносу рік, морської ерозії берегів, зсувних процесів, відкладів каламутних потоків, які переносять матеріал з континентального схилу і шельфу платформ, то лише менше 1% з нього досягає дна глибинної океанічної області, поповнюючи її цими осадками, а близько 94% загальної щорічної ваги матеріалу осаджується в зоні шельфу й на континентальному схилі (тобто на підводній окраїні материків).

Дослідження розрізів осадків у Льодовитому океані та у північній і західній частинах Тихого океану відкрили стратиграфічну послідовність чергування холодноводних і тепловодних форамініфер і діатомей, що свідчить про кліматичні

коливання у плейстоцені. У декотрих шарах зустрічаються скупчення грубих рослинних залишків потужністю в декілька сантиметрів. Вони звичайно залягають в алевритах або тонкозернистих пісках. У ряді випадків органічна речовина присутня у вигляді темно-сірого або майже чорного пігменту у фракції аргілітових уламкових порід.

Розширилися відомості про глибинні осадки Тихого океану: біля половини його площі зайнята глинистими намулами, при цьому великі простори покриті вапняковими та кременистими мулами. Червоні мули характерні для великих глибин, особливо в північній частині Тихого океану; вапнякові мули розповсюджені в південній частині Тихого океану і в Атлантиці. При цьому кременистих — радіолярієвих і діатомових мулів значно менше ніж карбонатних. Радіолярієві мули як би облямовують північний край екваторіальної вапнякової зони, що покривається водами з високою продуктивністю організмів; діатомові мули утворюють смуги на півночі Тихого океану і в Антарктиці.

Найбільш інтенсивне, безперервне і швидке відкладення осадків у межах морів і океанів відбувалося в западинах, яким властиві були посилені тектонічні процеси, пов'язані з постійним прогинанням і, як наслідок, тут накопичувались максимальні потужності осадових відкладів у поєднанні з підводним вулканізмом. В інших частинах дна, де мали місце різні підняття дна, або відбувались сповільнені тектонічні рухи, серед накопичуваних осадків спостерігалось помітне зниження їх потужності, а в окремих районах — повна відсутність одновікових відкладів через їх розмив. Тому на ряді піднять і на ділянках навколо них відкладались карбонатні мули, з яких утворились глини пониженої потужності (приблизно 200 м), а на погруженнях в екваторіальній зоні вони вже складали понад 400 м. Виявлені великі регіональні коливання у швидкостях накопичення осадків викликані також обширними розмірами океану й порівняно малими припливами річкових вод; високою сейсмічною й вулканічною активністю, особливо в зоні острівних дуг; добре розвинутою системою екваторіальних течій, що обумовило високу продуктивність планктону біля екватора в східній частині Тихого океану. Ці коливання обумовлені також наявністю глибоководних западин та бар'єрів, що оточують пограничні області океану й частково захищають центральні

області від привносу грубого континентального матеріалу.

Хімічний склад глибинних вод характеризується порівняно високою лужністю і високими концентраціями силікатів і фосфатів. Дані хімічних аналізів молодих і древніх осадків вказують, що древні осадки багатші марганцем, залізом, фосфором у порівнянні з нікелем, титаном, алюмінієм. Молоді глибинні глини характеризуються високою радіоактивністю, пов'язаною з аутигенним цеолітом-філіпсітом. В осадках багато барію й біогенної міді, що може служити ознакою швидкого нагромадження й розкладення органічних залишків. Встановлено також нерівномірний вертикальний розподіл по профілю карбонатів кальцію.

Під екваторіальною зоною з високою сучасною продуктивністю планктону, вміст карбонату кальцію біля поверхні донних осадків порівняно невисокий. Разом з тим максимум карбонатів припадає на більш високі широти і приурочений до шару осадків, котрий відповідає за часом останньому зледенінню. В інших районах, наприклад, на піднятті в східній частині Тихого океану, спостерігається високий і незмінний із глибиною вміст карбонату, тоді як у декотрих басейнах південної частини відзначається порівняно висока концентрація карбонату кальцію в новітніх відкладах (верхніх), які залягають на шарах, бідних карбонатом.

На різкі зміни умов океанічного седиментогенезу вказують відклади з градаційною текстурою й змішаною четвертинною й неоген-палеогеновою фауною, розрізи якої були описані. Існує думка, що теригенний привніс у глибинні зони океанічного осадконакопичення, а також відкладення осадків там, пов'язані з каламутними потоками, які менше розповсюджені в Тихому океані, ніж у Північній Атлантиці. Пояснюється це наступним. У Тихий океан впадає 24 ріки, довжина кожної з яких перевищує 400 км, а в Атлантичний — більше 100. Водозбірна площа Тихого океану, 3/4 якої припадає на Азіатський континент, приблизно складає $16 \cdot 10^6$ кв. км, або 1/10 площі цього океану, тоді як Атлантичного океану приблизно — $40 \cdot 10^6$ кв. км, що становить половину площі цього океану. Області, віддалені від суші більше ніж на 1000 км, займають у Тихому океані близько 30%, в Атлантичному — менше 20%.

5.13.1. Відклади мілководдя

Мілководна зона є частиною моренного дна, що простягається від рівня моря до глибини 200-300 м. Вона включає більшу частину морського дна, відому за назвою континентального шельфу (мілководдя). Шельф облямовує материки й архіпелаги островів у вигляді смуги в кілька десятків, рідше — сотні кілометрів. Щонайбільша ширина шельфу (до 600 км) спостерігається біля північних берегів Сибіру. Досить значних розмірів шельф досягає також біля північного й східного узбережжя Північної Америки, уздовж східного берега Південної Америки, біля західних узбережжя Європи й Африки. У наш час площа мілководної зони становить близько 8,4% всієї площі морського дна.

Характерна риса утворення осадків у мілководній обстановці — її тісний зв'язок з континентом. Із сторони фізичної мілководна обстановка характеризується тим, що, по-перше, на берегах відкритого моря в ній звичайно спостерігаються сильні хвилі та припливи й припливні течії, що обумовлюють осадження різноманітних грубоуламкових продуктів руйнування, які поступають із суші; по-друге, достатня кількість світла, сприяє тут розвитку органічного життя й біогеохімічних процесів. Мілководній обстановці властиве також густе заселення її морськими хребетними та безхребетними. Тут відбувається розкладання органічних речовин і накопичення їх на морському дні.

У зв'язку з тісним стикуванням водного середовища із сушею в мілководній обстановці, з одного боку, широко розвинуті уламкові відклади — конгломерати й брекчії, піски, глини, мули, а з іншого боку — у зв'язку із сприятливими гідротермічними умовами багато представлено органічних та хімічних осадків — карбонатні, кременисті, залізисті, марганцеві, глауконітові та ін.; а також відклади змішаного типу — льодовиково-морські, еолово-морські, обвальо-зсувні та вулканічного походження.

Звичайно грубозернисті відклади прилягають до берега і переходять у тонкозернисті за напрямком до моря.

Характер й асоціація відкладів у мілководній обстановці залежить від того, з берегами якого моря вона межує (відкритого, обособленого), чи суміжна з кораловим або вулканічним островом і, нарешті, від сили прибою й течії. Ділянки дна, що прилягають

до високих берегів і піддаються ерозії, звичайно складені грубозернистим матеріалом, і, навпаки, на ділянках, що прилягають до низьких берегів, позбавлених текучої води, накопичуються тонкозернисті осадки. Біля коралових островів і рифів також спостерігаються різноманітні відклади. У лагуні між рифом і сушею перебувають звичайно тонкозернисті мули; проходи між рифами можуть містити вапняковий ґравій та пісок. На рифі може жити одна фауна, у протоках — інша, у глибоких водах ззовні рифа — третя. Специфічні умови для утворення осадків є також у бухтах, губах, застійних басейнах, областях мангрових заростей тощо.

5.13.2. Глибоководні відклади

Глибоководна обстановка представлена континентальним схилом та ложем океану. Вона охоплює глибини більше 300 м. Спокій вод тут порушується тільки при сильних бурях. Температура води досить постійна. Рослинний світ дуже бідний; у фауні переважають організми, що живуть на дні (бентосні), вільно плаваючі (нектонні), а також тонкостворчаті, пластинчатожаберні, плеченогі, головоногі молюски та ін.

Більше половини всієї площі дна Світового океану знаходиться на глибині поверх 4000 м і біля чверті всього дна — на глибинах більше 5000 м. Температура тут низька, від -2 до $+4^{\circ}$. Сонячне світло зовсім не проникає, рослини відсутні, фауна бідна, але різноманітна. Характерні голкошкірі, особливо морські зірки й кремнієві губки. На глибинах більше 4000 м переважають специфічні форми радіолярій.

Процеси осадконакопичення в глибоководній обстановці протікають у специфічних умовах. Тут накопичуються головним чином неорганічні й органічні мули та глини, які є більш тонкозернистими різновидами у порівнянні з мілководними осадками. А самі осадки відкладаються в меншій кількості, ніж у мілководній зоні, але також їх кількість залежить від гідротермічних умов глибоководного дна.

У воді теплих областей, що містять малу кількість кисню, органічні залишки, які потрапляють на дно, піддаються переважно гниттю; успішно протікають тут також процеси десульфуризації.

У результаті цих відновних процесів сполуки заліза переходять у форму колоїдного гідротроїліта, що осаджуються. Мул приймає темне забарвлення, а за подальшої кристалізації гідротроїліту й переході його в пірит — блакитне. Сюди належить відомий темний мул Чорного моря, Каспію й інших морів. Глибоководні осадки, що утворюються в теплому кліматі, більш карбонатні, ніж у високих широтах.

У якості головних продуктів глибоководних відкладів виділяються гідротроїлітовий голубий мул, зелений глауконітовий мул і пісок, карбонатні (глобігерінові) й кременисті (діатомові, радіолярієві та ін.) мули.

Голубий мул зустрічається уздовж континентів на глибині від 200 до 3000 м і утворюється в присутності органічної речовини. Вміст карбонатів коливається від слідів до 34%.

Зелений мул виявлений в Атлантичному океані уздовж берегів Північної Америки, Португалії й західного берега Африки, в Індійському океані уздовж східних берегів Африки й Західної Австралії, уздовж берегів Японії й західного берега Північної Америки. За своїм складом він подібний із синім і сірим мулом. Зелені глауконітові мули й піски зустрічаються на глибині від 200 до 1800 м. У своєму поширенні зелений мул виявляє деякий зв'язок з голубим мулом, прилягаючи безпосередньо до нього. Нерідко глауконітові утворення у формі конкрецій і ядер зустрічаються в зразках, вилучених із блакитного мулу.

Карбонатний мул та пісок пов'язані з областями коралових рифів, продуктом руйнування яких вони є.

Можуть мати розвиток також місцеві мули, наприклад вулканічні, та з осадків, винесених в море.

Вулканічний мул розвинений біля берегів Японії, Камчатки, Індо-Малайських островів та в інших районах.

Глобігеріновий мул охоплює величезну область Атлантичного океану на глибині від 700 до 5000 м, значну частину Індійського й південну частину Тихого океанів і приурочений переважно до субтропічних широт. З наближенням до полярних широт глобігеріновий мул поступово поступається місцем діатомовому мулу. Области суцільного поширення останнього характерні для Антарктичного моря й північної окраїни Тихого океану. Найголовнішими складовими частинами глобігерінового мулу є карбонатні черепаш-

ки пелагічних корененіжок, у меншій кількості корененіжок бентосу, колір його брудно-білий, сірий, світло-жовтий або коричневий. Місцями в тропічних широтах глобігеріновий мул переходить у птероподовий, збагачений мушлями молюск з роду *Pteropdis*. Вологий діатомовий мул звичайно жовтуватого, а сухий — сірого кольору. У чистому виді він складається в основному з панцирів діатомей.

Червоний мул і глина розповсюджені в тих морях, в яких берегові частини складені червоними породами: латеритом, червоними землями і т.п. Ріки, виносячи ці осадки в море, надають червоне або жовте забарвлення морським осадкам. Червоний мул в цей час знаходять уздовж східного берега Південної Америки, берегів Китаю і т.д. Вміст кремнію в ньому коливається від 6 до 60%. Звичайно присутній свобідний кремнезем, невелика кількість раковин діатомей й спікул кремнієвих губок. Скелети радіолярій відсутні або рідкі. Головна маса червоної глини складена тонкими мінеральними частинками, в них близько 10% складають карбонатні і кременисті кістяки, причому кількість їх явно міняється з глибиною.

До складу червоної глини входять гідроокиси заліза, марганцю, фосфати, кальцій та ін. Цей матеріал почасти доставляється підводними виверженнями, але головним джерелом його утворення є найбільш тонкі частинки теригенного походження, які легко розпливаються. Можна допустити, що холодні і прісні течії приносять сюди колоїдно-розчинені кремениглиноземні і залізо-марганцеві солі, а також розчинені карбонати заліза, марганцю, котрі внаслідок зростання солоності коагулюють й осідають на дно. Радіолярієвий мул можна розглядати як фацію червоної глини, збагачену скелетними утвореннями радіолярій.

Серед глибоководних осадків панують такі типи:

1) карбонатні, куди входять головним чином глобігеріновий та птероподовий мули (їх вміст в них до 65%), характерні переважно для субтропічних областей;

2) кремністі, куди входять діатомовий, червоний, радіолярієвий мули та ін. Поширення діатомового мулу приурочено до холодних морів; червоної глини й радіолярієвого мулу — до найбільш глибоких областей Тихого й східної частини Індійського океанів;

3) неорганічні й органічні мули та глини;

4) глибоководні піски й галечник переважно зустрічаються рідко і розвинуті тільки в областях донних течій, головним чином на перегині шельфу та на дні глибоких проток.

Глибоководні відклади найчастіше характеризуються такими ознаками: мають велику одноманітність тонкозернистих осадків; пласти звичайно тягнуться безперервно на великих площах. Виключення складають круті схили океанічних і коралових островів та схили в місцях уздовж більш молодих окраїн континентів (при цих умовах може спостерігатися лінзоподібний матеріал, що обвалився, та інший). В осадках органічного походження відсутній рослинний матеріал, що зберігся, крім занесеного з мілких вод.

5.13.3. Відклади лагунної обстановки

Лагуною називають відособлену частину моря, відділену від нього скалистим або піщаним перешийком. Серед лагун виділяють такі основні типи: намивні, островні, дельтові, западенні, кратерні, рифові. У ряді випадків лагуни мають значні розміри і різні глибини.

Нагромадження осадків в лагунах найтісніше пов'язане з континентом, звідки ріки виносять величезну кількість матеріалу, який до того, як дійде до морського басейну, насамперед відкладається тут. З іншого боку нагромадження осадків перебуває також у найтіснішому зв'язку з морем, куди під час прибоїв та припливів вода також проникає і приносить морський матеріал. Тому лагунні відклади характеризуються великою розмаїтістю за складом і швидко змінюються за простяганням та потужністю. Тут поряд з теригенним матеріалом розповсюджені хімічні осадки (гіпс, ангідрит, мірабіліт, кам'яна сіль та ін.), а також глинисті мули, збагачені органічною речовиною. Часто зустрічаються карбонатні породи, головню вапняки, представлені переважно ракушняками, мергелистими і глинистими різновидами.

Солоноватоводні лагуни відомі несприятливими умовами для життя не тільки прісноводних, але й морських організмів. Процеси утворення осадків в них визначаються в основному кількістю й складом солей, від яких залежить розвиток органічного життя. У більшості випадків лагуни відрізняються підвищеним вмістом солей у порівнянні з морськими басейнами й ненормальною соло-

ністю. Особливо це характерно для лагун областей з засушливим кліматом і відокремлених від відкритого моря. У випадку повної замкнутості цих водойм випаровування викликає зміни водного середовища вбік збільшення солоності. Концентрація розчинів солей при цьому може настільки зрости, що неминуче буде відбуватися випадіння осадків і утворення покладів солей. Більшість морських форм не виносять коливань солоності: досить її зміни хоча б на 0,5%, щоб вони вимерли. Тому фауна солених басейнів дуже бідна.

Відклади, що утворюються в лагунах з ненормальною солоністю, відрізняються часто чорним кольором і різким запахом сірководню. Класичний приклад засоленої лагуни — затока Кара-Богаз-Гол. Максимальна глибина її 8 м, вона відділена від Каспійського моря двома косами, між котрими є вузька протока. На дні лагуни осаджується мірабіліт, а також гіпс, карбонати кальцію, магнію і т.д. Серед осадків опріснених лагун широко представлені піщані, глинисті та глинисто-карбонатні мули, збагачені органічною речовиною. Лагуни, розміщені в кільцевих коралових рифах — атолах, характеризуються нагромадженням переважно карбонатних порід, що складаються з уламків коралів і кістяків інших форм, що живуть у лагуні та піддаються цементації вапном.

Лагунні відклади широко розповсюджені у Європі та Азії і відомі від архею дотепер. Максимального розвитку вони досягають у періоди горотворних рухів, коли границі морів та суші швидко міняються і берегова лінія найбільш нестійка.

У складі викопних лагунних відкладів зустрічаються пласти сульфатних і хлористих солей натрію, гіпс, ангідрит, а з карбонатних порід — доломітові вапняки, доломіти та іноді магnezит.

5.13.4. Основні висновки щодо умов накопичення і формування відкладів океанічного дна

Відклади різних фаціальних обставин на океанічному дні можна виділити в наступні генетичні типи, до складу яких входить ряд специфічних лито- і біофацій.

1. Теригенні відклади містять у собі велику різноманітність грубоуламкових і глинистих осадків. Серед них можна виділити

морські осадки, що утворилися за рахунок принесення із суші текучими водами та відклади айсбергів і морського льоду; осадки хвиле-прибійної діяльності, схилових процесів (гравітації й змиву), а також осадки океанічних течій, які повільно осідали на великих глибинах та ін. Грубоуламкові відклади просторово розміщуються переважно в зоні шельфу й материкового схилу; глинисті мули — в більшості випадків у глибоководних западинах і жолобах. Площі однотипних (за гранулометричним і біофаціальним складом) відкладів залежать від інтенсивності поступлення із суші відкладеного матеріалу, від динамічного режиму водної товщі і багатьох інших факторів.

Загальні закономірності мінералогічного й хімічного складу теригенних відкладів наступні. Грубоуламкові фракції представлені великою кількістю стійких мінералів — кварцу, польових шпатів, рогової обманки, піроксенів, рутилу, циркону й інших з великою питомою вагою. У найбільш типових випадках спостерігається наступна закономірність у гранулометричному складі відкладів на шельфі й материковому схилі: біля берега — валуни, галька, гравій, грубозернистий пісок, глибше й далі по схилу — змішані крупно- й дрібнозернисті піски та мули. На похилих схилах гальково-піщана смуга може досягати багатьох десятків і сотень кілометрів. У поглибленнях шельфу і на материковому схилі накопичуються тонкозернисті піщані та мулові відклади. Більша частина шельфу, материкового схилу й ложа океану покрита тонкозернистими осадками, відомих за назвою глинистих мулів (синього, блакитного, зеленого, червоної океанічної глини та ін.).

Інший важний компонент теригенних відкладів — біогенно виділені з морської води мінеральні речовини: CaCO_3 , SiO_2 , MgO_2 , CO_2 , фосфор, стронцій та інші елементи, присутні в скелетних частинах організмів, й органічна речовина, що утворюється в результаті розкладання м'яких тканин тварин і рослин.

Залежно від видів біомаси формуються органічні осадки — карбонатно-глинисті, кременисто-глинисті та інші, у яких видне місце займають черепашки форамініфер, діатомей, радіолярій та інші. Глинисті мінерали — каолінит, монтморілоніт, гідрослюда та інші накопичуються частиною в пелітовій, але головним чином у глинистій фракції ($L < 0,001$ мм).

У глинистих породах в значно більших кількостях, ніж у грубоуламкових, утримуються хімічні елементи, особливо залізо, марганець, фосфор, ванадій, нікель, мідь, кобальт та інші.

2. Органогенні відклади залежно від хімічного складу поділяються на дві основні групи: карбонатні і кременисті. З них найбільше розповсюджені перші. Вони представлені форамініферами, птероподовими, глобігеріновими (різновид форамініфер) мулами, кораловими відкладами та іншими. Вміст CaCO_3 в карбонатних осадках коливається в широких межах: у форамініферових іноді досягає 99%, у птероподових — 60-80%, коралових — 70-90%, глобігерінових — 65%. Встановлено, що в умовах морського й океанічного дна біогенна екстракція карбонатів і їхнє осадження далеко перевершують осадження карбонатів хімічним шляхом. Вивчення карбонатів у морській воді показало, що помітне перенасичення ними спостерігається лише у водах тропічних широт і головним чином у межах кількох сотень метрів від поверхні. Вся інша маса води перебуває в ненасиченому стані і не здатна давати хімічні осадки карбонатів кальцію і магнію. Тому часто спостерігаються в товщах земної кори величезні нагромадження вапняків, доломітів, крейдианих і мергельних порід утворених біогенним шляхом. Це можна пояснити тим, що живі організми можуть вилучати карбонати з морської води, та поглинати зважені речовини.

Хімічний склад органічних карбонатних порід представлений не тільки карбонатами. В них часто присутні залізо, алюміній, марганець, мідь, нікель та інші елементи, осаджені з водяного розчину внаслідок адсорбції карбонатами й глинистими частками або внесеними разом з теригенним матеріалом. Збагачення карбонатних відкладів рідкими елементами переважно незначне.

Кременисті відклади підрозділяються на діатомові й радіолярієві. Перші розповсюджені широко, в полярних басейнах Антарктики й Арктики. В інших широтах діатомові осадки зустрічаються у вигляді дрібних плям у западинах.

За гранулометричним складом вони належать до дрібно-алевритових, алевритово-глинистих та глинистих мулів. Вміст кремнезему в діатомових мулах коливається в широких межах: в Охотському морі він досягає 56%, у приантарктичному поясі — 60-72%.

Радіолярієві відклади — різновид сучасних морських глибоководних кременисто-глинистих мулів, збагачених раковинами радіолярій. Вміст $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ в них становить 40-50%.

3. Багато мінеральних утворень пов'язано із хімічними процесами і є продуктами останніх. До хемогенних відкладів належать галогенні, карбонатні, глауконітові, залізо-марганцеві, фосфоритові та ін. Загальна характерна особливість сучасного хемогенного осадкоутворення є істотна зміна умов вивітрювання й міграції продуктів вивітрювання в порівнянні із минулим. На це вказує процес формування галогенних порід. У наш час галогенні породи утворюються в основному в континентальних озерах і краєвих морях, а в минулому вони формувалися в глибоководних солеутворюючих водоймах, що не мають аналогів у сучасності. Помітно змінилися й хімічні умови нагромадження кременистих та карбонатних утворень внаслідок великої біогеохімічної ролі організмів.

Глауконітові осадки містять у помітних кількостях мінерал глауконіт — водний алюмосилікат заліза типу гідрослюди. У його склад входять кремнезем (48-59%), закис й окис заліза (до 36%), окиси алюмінію (до 23%), калію (до 8%), магнію (до 4,5%). Ці глауконіти утворюються на морському й океанічному дні на границі між окислювальною і відновною зонами головним чином у результаті сповільненого біотопу. У сучасних осадках глауконіти зустрічаються на глибинах до 400 м, тобто в межах підводної окраїни материків.

Дослідженнями останнього століття виявлено досить широке поширення на океанічному дні залізо-марганцевих конкрецій. У них зосереджені мільярди тонн заліза, марганцю, нікелю, кобальту, міді й інших елементів. Так, у центральній частині Індійського океану на глибині 4-5 км виявлені великі скупчення подібних конкрецій, покриваючих дно суцільним покривом. Залізо-марганцеві конкреції розповсюджені також в Атлантичному і Тихому океанах. У Тихому океані запаси цих конкрецій оцінюються в 1656 млрд. т, і в них утримується 358 млрд. т марганцю, 207 млрд. т заліза, 43 млрд. т алюмінію, 14,7 млрд. т нікелю, 9,9 млрд. т олова, 7,9 млрд. т міді й т.д. Запаси марганцю й нікелю в залізо-марганцевих конкреціях морського дна в багато разів перевищують розвідані запаси цих металів на суші. Крім того,

в таких конкреціях багато цінних розсіяних елементів, зокрема в них в 50-1000 разів більше талію, ніж в осадових породах.

Генетично залізо-марганцеві конкреції пов'язані переважно із червоними глибоководними глинами і меншою мірою з форамініферовими й радіолярієвими мулами.

Фосфоритові конкреції, в порівнянні з залізо-марганцевими, на океанічному дні менш розповсюджені. Вони відомі з південного краю Африки на глибині 120-1500 м й на каліфорнійському узбережжі на глибині 100-400 м. Осадками, що вміщують їх, в обох випадках є глауконітові піски.

4. Вулканогенні (пірокластичні) відклади складаються із продуктів вулканічної діяльності — пемзи, лапілей, вулканічного алевриту й попелу. Розвинуті в районах діючих вулканів, але в ряді випадків на значних віддальх від них; найбільше розповсюджені на периферії Тихого океану та в його центральній частині, де активно проявляється підводний вулканізм. З 522 діючих на Землі вулканів на островах і берегах Тихого океану зосереджено 322 або 61,7%, в Атлантичному океані — 67, в Індійському (разом з Яванською дугою) — 100.

Надходячи на поверхню Землі, вулканічні виверження несуть із собою тверді, газові й рідкі речовини різного хімічного складу (лави, гази і т.д.), котрі відкладаються у вигляді вулканічних й інших гірських порід, а також викликають глибокі зміни в складі тих порід, з котрими стикаються. Самі активні агенти — це газові еманції, стиснені гази та гарячі розчини. Їхня температура й хімічний склад відіграють найбільшу роль у гідротермальних процесах зміни й метасоматичного перетворення порід і мінералів (вапняків, доломітів, польових шпатів і т.д.).

У газових еманціях — фумаролах крім води є галоїдні гази, у сольфатарах — сірчаний газ та сірководень, у мофетах — вуглекислий газ. Крім згаданих газів у них присутні водень, іноді кисень, азот, інертні гази, окис вуглецю, метан і різні сполуки металів (натрій, калій, кальцій, магній, залізо) із хлором, фтором, сіркою, бором та ін.

Вулканічний попіл (уламки застиглої магми розміром менше 2 мм), пісок (уламки 1-5 мм), лапілі (уламки 1.5-3 см) й бомби (уламки більші за 3 см) на схилах і в підніжжі вулканів утворюють товщі вулканічних туфів і брекчії, а багаті газами

лави — пористі, легкі уламки й брили, які називаються пемзою. У підводних умовах вулканічні продукти можуть змішуватися із кластичним матеріалом іншого генезису (походження). У результаті утворюються туфогенні відклади, які отримали назву туфітів.

Породи, проміжні між туфами й лавами, що сформувалися з розпечених рихлих матеріалів після їхнього осадження і представляють своєрідні зцементовані складні маси, які одержали назву сучасних туфів.

Вулканічні горські породи антропогенового віку відомі в багатьох районах земної кулі.

5. У багатьох випадках відклади океанічного дна змішані (полігенні). Наприклад, вулканічні осадки можуть представляти не тільки самостійні фації відкладів поблизу вулканів, але й входити до складу інших відкладів у результаті переміщення вулканічних продуктів на значні відстані і їхнього відкладення з іншими осадками, що перебувають в океанічній воді у зваженому стані.

Велика також роль схилових, зокрема зсувних, процесів у переміщенні й перевідкладенні величезних мас матеріалу. У більшості випадків разом з теригенними осадками накопичуються хімічні й органічні осадки. Особливо це характерно для тропічно-екваторіального й субтропічного поясів, де на океанічне дно осаджується велика кількість карбонатів і продуктів біомаси.

Запитання для самоконтролю

1. Які можете навести фактори, за якими відбувається осадко- утворення в морях і океанах та їх розподіл на дні?
2. Принцип стратиграфічного розчленування осадків океану за розповсюдженням теплолюбивої і холоднолюбивої мікрофауни.
3. Що характерно для четвертинних відкладів, які відкладаються в умовах океанічного мілководдя?
4. Як відбувається накопичення глибоководних осадків у Світовому океані?
5. Які мули в глибинах океану поширені і як вони залягають?
6. Що знаєте про лагунні відклади наливні, острівні, дельтові, западенні, кратерні, рифові?
7. Солонатоводні осадки лагун.
8. Які можна виділити генетичні типи відкладів океанічного дна на підставі існуючих там літо- і біофацій?
9. Які особливості донних вулканічних процесів?

6. ГЕОЛОГІЧНЕ КАРТУВАННЯ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

Як і для більш древніх відкладів, при дослідженні четвертинного покриву основу складає геологічна зйомка, за даними якої складаються геологічні карти. Геологічне картування є найважливішим методом вивчення четвертинних відкладів. При складанні карти четвертинних відкладів різних масштабів, геологічних розрізів, стратиграфічних колонок, схем співставлення четвертинних відкладів, блок-діаграм застосовують всі вищеописані методи вивчення відкладів (дивись розділ 3) і, крім того, аерометоди та гірничі роботи (шурфи, канали, свердловини тощо). Геологічне картування охоплює весь процес вивчення четвертинних відкладів і представляє собою кращий спосіб узагальнення всього наявного матеріалу.

Аерометоди при вивченні четвертинних відкладів включають дешифрування аерофотографій і космофотографій, а також аеровізуальні спостереження, котрі служать доповненням до комплексу наземних спостережень. Застосування аерометодів дозволяє полегшити процес виділення генетичних типів четвертинних відкладів, простежити їхній взаємозв'язок, зв'язок із формами рельєфу, просторове поширення і навіть встановити відносний вік.

Як вказувалось вище (розділ 5.10), до четвертинних відкладів також відносять ґрунти, але при побудові четвертинних карт останні на них не показуються. На картах четвертинних відкладів відображають границі поширення тільки тих антропогенових порід, які залягають безпосередньо під покривом ґрунтів. Що стосується ґрунтів, то для них складаються окремо карти, які відображають тільки їх площинне поширення.

6.1. Методика картування і побудова карт четвертинних відкладів

Внаслідок специфіки четвертинних відкладів принципи й методика складання карт цих відкладів, на відміну від загальногеологічних карт, мають свої особливості. Так стратиграфічний принцип, який прийнятий за основу для побудови геологічних карт, мало ефективний при складанні карт четвертинних відкладів.

Оскільки четвертинним відкладам властива велика кількість генетичних типів, то вивчення їх генезису (походження) набуває першорядного значення. Тому при побудові карт четвертинних відкладів за основу береться стратиграфо-генетичний принцип. Різні генетичні типи на карті показують кольоровими позначеннями, а геологічний вік цих відкладів — відтінками кольору, при цьому інтенсивність фарбування слабшає від більш древніх утворень до молодших.

У таблиці 6.1 і на рисунку 6.1 наведені позначення прийнятих для карт четвертинних відкладів кольорів та індексів генетичних типів.

Усі дочетвертинні утворення показують на карті четвертинних відкладів темно-фіолетовим кольором; геологічний вік їх вказують індексом.

Різновікові четвертинні утворення на карті, крім відповідних відтінків кольору, позначають індексами.

У Росії і Україні прийнято розчленовування четвертинної системи на чотири підрозділи: нижньочетвертинні відклади $Q_1(I)$, середньо-четвертинні $Q_{11}(II)$, верхньочетвертинні $Q_{111}(III)$ і сучасні $Q_{IV}(IV)$ (рис.6.1). На картах четвертинних відкладів відповідно до правил, викладених в “Основних вимогах до змісту і оформлення обов’язкових геологічних карт масштабу 1:50000 (1:25000)” (1977 р.), буквені індекс не ставиться (за винятком товщ, об’єднуючих четвертинні та дочетвертинні утворення, наприклад $N_2 - Q_1$). Вік тут позначається тільки римською цифрою, котра повинна мати розмір прописної букви і ставиться на рівні стрічки. Справа від цифрового індексу ставлять буквені індекси більш дрібного стратиграфічного ділення. Індеси регіональних горизонтів і надгоризонтів пишуть латинськими прямими рядковими буквами, а індекси підгоризонтів, стадіал свит, шарів і т. п. — курсивними.

Генезис відкладів позначають початковою латинською або грецькою рядковою буквою назви генетичного типу відкладів, яка проставляється зліва від вікового індексу. Приклади: $gIIIvI$ — верхньочетвертинні льодовикові відклади валдайського надгоризонту; $IIIks$ — середньочетвертинні озерні відклади касмалінської свити**.

** Генезис осадків на загальних геологічних картах не індексується; ставиться тільки індекс віку, наприклад $Q_{III}vI$.

Таблиця 6.1.

Позначення генетичних типів відкладів на четвертинній карті

№2=№3; №4=№5=№6=№7=№8=№9=№10=№11=№12=№13=№14=№15=№16=№17=№18=№19=№20=№21=№22=№23=№24=№25=№26=№27=№28=№29=№30=№31=№32=№33=№34=№35=№36=№37=№38=№39=№40=№41=№42=№43=№44=№45=№46=№47=№48=№49=№50=№51=№52=№53=№54=№55=№56=№57=№58=№59=№60=№61=№62=№63=№64=№65=№66=№67=№68=№69=№70=№71=№72=№73=№74=№75=№76=№77=№78=№79=№80=№81=№82=№83=№84=№85=№86=№87=№88=№89=№90=№91=№92=№93=№94=№95=№96=№97=№98=№99=№100=№101=№102=№103=№104=№105=№106=№107=№108=№109=№110=№111=№112=№113=№114=№115=№116=№117=№118=№119=№120=№121=№122=№123=№124=№125=№126=№127=№128=№129=№130=№131=№132=№133=№134=№135=№136=№137=№138=№139=№140=№141=№142=№143=№144=№145=№146=№147=№148=№149=№150=№151=№152=№153=№154=№155=№156=№157=№158=№159=№160=№161=№162=№163=№164=№165=№166=№167=№168=№169=№170=№171=№172=№173=№174=№175=№176=№177=№178=№179=№180=№181=№182=№183=№184=№185=№186=№187=№188=№189=№190=№191=№192=№193=№194=№195=№196=№197=№198=№199=№200=№201=№202=№203=№204=№205=№206=№207=№208=№209=№210=№211=№212=№213=№214=№215=№216=№217=№218=№219=№220=№221=№222=№223=№224=№225=№226=№227=№228=№229=№230=№231=№232=№233=№234=№235=№236=№237=№238=№239=№240=№241=№242=№243=№244=№245=№246=№247=№248=№249=№250=№251=№252=№253=№254=№255=№256=№257=№258=№259=№260=№261=№262=№263=№264=№265=№266=№267=№268=№269=№270=№271=№272=№273=№274=№275=№276=№277=№278=№279=№280=№281=№282=№283=№284=№285=№286=№287=№288=№289=№290=№291=№292=№293=№294=№295=№296=№297=№298=№299=№300=№301=№302=№303=№304=№305=№306=№307=№308=№309=№310=№311=№312=№313=№314=№315=№316=№317=№318=№319=№320=№321=№322=№323=№324=№325=№326=№327=№328=№329=№330=№331=№332=№333=№334=№335=№336=№337=№338=№339=№340=№341=№342=№343=№344=№345=№346=№347=№348=№349=№350=№351=№352=№353=№354=№355=№356=№357=№358=№359=№360=№361=№362=№363=№364=№365=№366=№367=№368=№369=№370=№371=№372=№373=№374=№375=№376=№377=№378=№379=№380=№381=№382=№383=№384=№385=№386=№387=№388=№389=№390=№391=№392=№393=№394=№395=№396=№397=№398=№399=№400=№401=№402=№403=№404=№405=№406=№407=№408=№409=№410=№411=№412=№413=№414=№415=№416=№417=№418=№419=№420=№421=№422=№423=№424=№425=№426=№427=№428=№429=№430=№431=№432=№433=№434=№435=№436=№437=№438=№439=№440=№441=№442=№443=№444=№445=№446=№447=№448=№449=№450=№451=№452=№453=№454=№455=№456=№457=№458=№459=№460=№461=№462=№463=№464=№465=№466=№467=№468=№469=№470=№471=№472=№473=№474=№475=№476=№477=№478=№479=№480=№481=№482=№483=№484=№485=№486=№487=№488=№489=№490=№491=№492=№493=№494=№495=№496=№497=№498=№499=№500=№501=№502=№503=№504=№505=№506=№507=№508=№509=№510=№511=№512=№513=№514=№515=№516=№517=№518=№519=№520=№521=№522=№523=№524=№525=№526=№527=№528=№529=№530=№531=№532=№533=№534=№535=№536=№537=№538=№539=№540=№541=№542=№543=№544=№545=№546=№547=№548=№549=№550=№551=№552=№553=№554=№555=№556=№557=№558=№559=№560=№561=№562=№563=№564=№565=№566=№567=№568=№569=№570=№571=№572=№573=№574=№575=№576=№577=№578=№579=№580=№581=№582=№583=№584=№585=№586=№587=№588=№589=№590=№591=№592=№593=№594=№595=№596=№597=№598=№599=№600=№601=№602=№603=№604=№605=№606=№607=№608=№609=№610=№611=№612=№613=№614=№615=№616=№617=№618=№619=№620=№621=№622=№623=№624=№625=№626=№627=№628=№629=№630=№631=№632=№633=№634=№635=№636=№637=№638=№639=№640=№641=№642=№643=№644=№645=№646=№647=№648=№649=№650=№651=№652=№653=№654=№655=№656=№657=№658=№659=№660=№661=№662=№663=№664=№665=№666=№667=№668=№669=№670=№671=№672=№673=№674=№675=№676=№677=№678=№679=№680=№681=№682=№683=№684=№685=№686=№687=№688=№689=№690=№691=№692=№693=№694=№695=№696=№697=№698=№699=№700=№701=№702=№703=№704=№705=№706=№707=№708=№709=№710=№711=№712=№713=№714=№715=№716=№717=№718=№719=№720=№721=№722=№723=№724=№725=№726=№727=№728=№729=№730=№731=№732=№733=№734=№735=№736=№737=№738=№739=№740=№741=№742=№743=№744=№745=№746=№747=№748=№749=№750=№751=№752=№753=№754=№755=№756=№757=№758=№759=№760=№761=№762=№763=№764=№765=№766=№767=№768=№769=№770=№771=№772=№773=№774=№775=№776=№777=№778=№779=№780=№781=№782=№783=№784=№785=№786=№787=№788=№789=№790=№791=№792=№793=№794=№795=№796=№797=№798=№799=№800=№801=№802=№803=№804=№805=№806=№807=№808=№809=№810=№811=№812=№813=№814=№815=№816=№817=№818=№819=№820=№821=№822=№823=№824=№825=№826=№827=№828=№829=№830=№831=№832=№833=№834=№835=№836=№837=№838=№839=№840=№841=№842=№843=№844=№845=№846=№847=№848=№849=№850=№851=№852=№853=№854=№855=№856=№857=№858=№859=№860=№861=№862=№863=№864=№865=№866=№867=№868=№869=№870=№871=№872=№873=№874=№875=№876=№877=№878=№879=№880=№881=№882=№883=№884=№885=№886=№887=№888=№889=№890=№891=№892=№893=№894=№895=№896=№897=№898=№899=№900=№901=№902=№903=№904=№905=№906=№907=№908=№909=№910=№911=№912=№913=№914=№915=№916=№917=№918=№919=№920=№921=№922=№923=№924=№925=№926=№927=№928=№929=№930=№931=№932=№933=№934=№935=№936=№937=№938=№939=№940=№941=№942=№943=№944=№945=№946=№947=№948=№949=№950=№951=№952=№953=№954=№955=№956=№957=№958=№959=№960=№961=№962=№963=№964=№965=№966=№967=№968=№969=№970=№971=№972=№973=№974=№975=№976=№977=№978=№979=№980=№981=№982=№983=№984=№985=№986=№987=№988=№989=№990=№991=№992=№993=№994=№995=№996=№997=№998=№999=№1000	№45: A	№100: 5=0	№41: A №1: D(00E) №2=003=№130 №3; 000V №4=0
; N2V; I=V	a	§ 0; 5000	15-A-VI
; N2V; L=43; N2V; L=V	ed	0=6 520	7-A-VI
>; N2V; L=V	c	0@; V=20	42-A-VI
>; N2V; L=0; A; V; N; FV=V	cs	0; 0=20	42-D-I
3; N2V; L=V	d	/ @>>0=6 520	47-A-VI
3; N2V; L=0; >; N2V; L=V	dc	>6 2>>0=6 520	37-A-VI
! >; V; N; FV=V	s	5@>=200-DV; 5D>20	33-A-VI
5; N2V; L=0; A; V; N; FV=V	ds	>6 520	31 E-I
@; N2V; I=V	p	; 87; 300	18-A-VI
@; N2V; L=43; N2V; L=V	pd	0; 520	1-A-VI
@; N2V; L=0; N2V; L=V	pa	2-06 >2B+1-0 75; 5-0	8 -V
; N2V; I=V	a	2-0 75; 5=0	8-A-VI
; N2V; L=43; N2V; L=V	ad	2-06 >2B	4-E-I
; N2V; L=0; @L; V	am	! V@20B> 75; 5-0+2-0 A8=0	43- -VI
; N2V; L=0; 75@V	al	>; C1>20D> 75; 5=0	32-E-I
75@V	l	! 8=200B>3>; C10	13-A-VI
I>4>8> >V	g	2-0 >@C=700	27-E-I
§; N2V; 0F0; L=V	f	1-0 EL=0= > 75; 5=0	29-E-I
75@>; L=4>28. >2V	lg	! V@20B> 75; 5=0	36-A-VI
I>4>28: >2> <>@L; V	gm	1 0 A@>+2 0 DV; 5B>20	26 -V
>@L; V	m	2-0 A8=0	43- -I
>>2V	v	1-06 >2B	4-A-V
75@>35=V	ch	! V@20B> DV; 5B>20+1-0 ?0; 30	36- -VI
V85=V	b	2-0 A@>+1-0 75; 5=0	25-B-IV
75@>1>>R=V	lh	2-0 A@>+?>; C10	25- -VI
C: 0=V=V	a	" 5<=> 75; 5=0	43-A-V
@72C: 0=V=V	A	2-0: >@C=520+1-0 A@	26-E-V
" 5E>35=V	t	2 06 >2B+3 06 >2B	46 E-I
>@709(38=V)@48		" 5<=> DV; 7B>00	
* - . . . 20=0 01; 8FO>; L@28E?>7-00-L4; 035; 3D>6E: 0@>@-0E~007BIV- -1960. (:>28 . 1. 08; L20 LPS@ . . . 86>2>41985)			

У випадку індексування місцевих підрозділів індекс регіонального горизонту, до якого вони входять або з котрим вони зіставляються, не показують.

Нерозчленовані за віком четвертинні відклади позначають тільки генетичним індексом (наприклад: а — алювіальні відклади, стратиграфічно нерозчленовані). Якщо об'єднуються відклади, які охоплюють повністю два або більше суміжних підрозділи, їхній індекс складається з індексів цих підрозділів, об'єднаних знаком плюс, наприклад: $g\Pi ms + a\Pi mk$ — нерозчленовані середньочетвертинні льодовикові відклади московського горизонту та верхньочетвертинні алювіальні відклади микулинського горизонту. Якщо два суміжних підрозділи охоплюються неповністю, то між їхніми індексами ставиться дефіс: $a\Pi - \text{III}$.

Якщо алювіальні, озерні або морські відклади складають кілька терас, які відносяться до одного стратиграфічного поділу, праворуч над буквенним індексом генетичного типу проставляються або порядковий номер тераси (арабською цифрою), або початкові букви її латинізованої назви, наприклад: $a^3\Pi$ — верхньочетвертинні алювіальні відклади третьої тераси; $I^b \text{ III}$ — верхньочетвертинні озерні відклади “бійської” тераси.

На узагальнених геологічних картах, які охоплюють великі території, з синхронними льодовиковими і міжльодовиковими горизонтами, що мають у різних регіонах різні географічні назви (наприклад, дніпровський і самарський), позначаються арабськими цифрами, котрі ставляться праворуч унизу біля римської цифри, що характеризує відповідний основний стратиграфічний підрозділ на картах четвертинних відкладів, або праворуч угорі біля відповідного індексу на загальних геологічних картах. Рахунок горизонтів при цьому ведеться в кожному основному підрозділі від більш древніх до більш молодих. Тому що кожний із трьох основних підрозділів четвертинної системи (Q_1, Q_{11}, Q_{111}) починається з міжльодовикових горизонтів, то останні позначаються непарними числами, а льодовикові горизонти — парними. Надгоризонти в подібних випадках позначають цифрами розділеними дефісом нижнього і верхнього горизонтів, які є його складовими.

Приклади цифрової індексації середньочетвертинних горизонтів та надгоризонтів на узагальнених картах четвертинних

відкладів і загальних геологічних картах: нижній міжльодовиковий — Π_1 , або Q^1_{11} ; нижній льодовиковий — Π_2 , або Q^2_{11} ; верхній міжльодовиковий — Π_3 , або Q^3_{11} ; верхній льодовиковий — Π_4 , або Q^4_{11} ; середньо-руський надгоризонт, який об'єднує дніпровський, одинцовський і московський горизонти — $\Pi_{2,4}$, або Q^{2-4}_{11} .

Геологічні карти четвертинних відкладів відображають границі виходів на денну поверхню або залягаючих під ґрунтовим шаром різновікових четвертинних відкладів та їх генетичних типів. Крім того на четвертинних картах показується літологічний склад (головним чином на крупномасштабних четвертинних картах) цих відкладів, за допомогою спеціальних умовних штрихових знаків чорного кольору, накладених на колірне тло стратиграфо-генетичної характеристики. На карту наносять осадові і зфузивні утворення безпосередньо, які виходять на поверхню або залягають під ґрунтовим шаром. Склад нижче лежачих шарів показується на розрізах. Малопотужний шар покриваючих суглинків на карті або не показується, або зображується додатковим рідким колірним штрихуванням. На прикладних геологічних картах четвертинних відкладів, складених для інженерно-будівельних цілей, або при пошуково-розвідувальних роботах в районах родовищ корисних копалин, що розвинуті в четвертинних відкладах, або для сільськогосподарських робіт і т.п., подається більш детальна літологічна характеристика та інші спеціальні навантаження.

За наявності необхідних даних про потужності четвертинних відкладів доцільно на карті провести їх ізопакіти — лінії рівних потужностей.

Оскільки утворення четвертинних відкладів тісно пов'язані з формуванням рельєфу земної поверхні, доцільно показати на карті четвертинних відкладів (в основному позамасштабними знаками) елементи і форми рельєфу, головним чином ті, котрі несуть інформацію про палеогеографічну ситуацію четвертинного періоду: льодовикові форми рельєфу (гряди кінцевих морен, ози, ками, друмлини, форми льодовикової екзарациї і т. п.), флювіальні (прируслові вали, конуси виносу та інше), еолові (бархани, дюни, грядові, горбисті піски тощо), різні форми, пов'язані з багаторічною мерзлотою та мерзлотними деформаціями ґрунтів, контури древніх захоронених річкових долин, з котрими нерідко

можуть бути пов'язані розсіпні родовища, карстові і суфозійні форми рельєфу, форми морської або озерної абразії та акумуляції, у смузі мілководдя — елементи підводного рельєфу (затоплені долини, підводні тераси тощо), склад донних осадків. Особливими лінійними знаками показуються структурно-денудаційні виступи, ерозійні уступи річкових терас, абразійні обриви і т.п.

На карту наносять бурові свердловини, які виявили найбільш характерні горизонти четвертинних відкладів, із вказівкою їхнього номера. Дробом показують вік та глибину залягання покрівлі другого від поверхні (чисельник) і підшви нижнього стратиграфічного підрозділу (знаменник). Показуються також місця знахідок викопних залишків (хребетних, морських і прісноводних молюсків, мікрофауни, листкової флори), палеолітових і неолітових стоянок, розрізи, охарактеризовані споро-пилковими діаграмами. Наносять границі розповсюдження різних материкових зледенінь, морських трансгресій (наступ моря на сушу) і інгресій (також наступ моря на сушу, але тут воно заливає тільки понижені ділянки суші: приуствеві ділянки річкових долин тощо), вічної мерзлоти та деякі інші дані.

Встановлені границі стратиграфічних та генетичних підрозділів показують на карті четвертинних відкладів чорними суцільними лініями, очікувані границі — штриховими, границі літологічних різновидів — пунктирними (або не показують зовсім).

Існують так звані багаточарові карти четвертинних відкладів. Вони складаються для областей з достатньо потужними четвертинними відкладами для відображення поширення й складу нижче залягаючих четвертинних утворень, які не виходять на денну поверхню. Останні зображаються у вигляді паралельних смуг на фоні розфарбованих контурів поверхневих відкладів. Колір смуг відповідає генезису й віку відкладів, що не виходять на денну поверхню. Широко розповсюджені леси, еолові відклади та покривні суглинки, плащеподібно перекриваючі четвертинні відклади різного генезису й віку, зображуються кольоровими штриховками, які наносяться на колірне тло перекриваючих стратиграфо-генетичних підрозділів.

За масштабом карти четвертинних відкладів так само, як і геологічні, діляться на оглядові (обзорні) — масштаб 1:1500000 і дрібніші, дрібномасштабні — 1:1000000 і 1:1500000, середньо-

масштабні — 1 : 200000 і 1 : 100000, крупномасштабні — 1:50000 й 1:25000 та детальні — 1:10000 й крупніші.

Оглядові (обзорні) карти будуються для обширних територій шляхом генералізації карт більш крупних масштабів і відбивають лише загальні риси будови четвертинних відкладів цих територій. Наприклад, карти четвертинних відкладів колишнього СРСР є побудовані в масштабах 1:7500000; 1:5000000 й 1:2500000, а європейської частини — 1:1500000. На них показане поширення головних генетичних типів і стратиграфічних підрозділів відкладів четвертинного віку, розвинутих на цих територіях, крім того, нанесені деякі геоморфологічні позначення, а також елементи палеогеографії. Легенда подається в табличній (матричній) формі.

Карти дрібно-, середньо-, крупномасштабні й детальні (які називаються картами масштабів зйомки) відрізняються, головним чином, детальністю й точністю зображених об'єктів. Чим крупномасштабніші карти, тим більше зростає детальність зображуваних на них об'єктів, різних границь тощо. Більш детально подається стратиграфічне розчленовування четвертинних відкладів, виділяються не тільки генетичні типи, але й фаціальні різновиди, відображається літологічний склад не тільки в легенді, але й на карті. Такі карти дають можливість виявити зв'язок корисних копалин з певними стратиграфічними, генетичними й літологічними комплексами відкладів, намітити ділянки для детальних пошукових та пошуково-розвідувальних робіт, для проведення інженерно-геологічних досліджень або для вирішення інших прикладних завдань.

Як приклад наводимо навчальну карту четвертинних відкладів району озера Біле (рис. 6.2).

Карти четвертинних відкладів так само, як й геологічні, будуються на топографічній основі того ж масштабу, що й карта четвертинних відкладів. Остання повинна відрізнятися високою якістю відображення рельєфу місцевості, оскільки четвертинні відклади мають із ним тісний зв'язок.

При складанні карти треба враховувати особливості будови четвертинних континентальних утворень, специфіку умов їхнього залягання (часте виклинювання і лінзоподібне залягання) та зв'язок із сучасними формами рельєфу. Оскільки

часто четвертинні відклади безпосередньо складають ці форми рельєфу, при четвертинному картуванні широко застосовується геоморфологічний метод. Часто геологічні границі проводяться за геоморфологічними ознаками, тому бажано мати геоморфологічну карту цієї місцевості або складати обидві карти одночасно.

При складанні дрібномасштабних карт застосовують маршрутний метод дослідження, а при крупних масштабах зйомка ведеться методом оконтурювання. Основні дослідження ведуть маршрутами по річкових долинах, де й вибирається ділянка з найбільш повним розрізом четвертинних відкладів для складання робочої (місцевої) стратиграфічної схеми; ряд маршрутних пересічень по вододілах доповнюють спостереження, зроблені долинами рік. Більшу інформацію при зйомці четвертинних відкладів дають різні гірничі виробки — шурфи, канали, бурові свердловини, розчищення.

Дуже широко при складанні карт четвертинних відкладів так само, як і при складанні геоморфологічних та геологічних, застосовується дешифрування аерофотографій.

Вивчення, а отже й геологічна зйомка четвертинних відкладів мають тісний зв'язок з геоморфологічними дослідженнями. Геоморфологічна зйомка та вивчення четвертинних відкладів можуть виконуватися у комплексі як разом з геологічною зйомкою, так і спеціально за особливими програмами силами окремих партій і загонів.

У процесі крупномасштабних геолого-зйомочних та пошукових робіт, завдяки великому об'єму гірничих робіт й буріння, представляється можливим одержати необхідні дані про будову четвертинних відкладів. Складені з цих матеріалів карти четвертинних відкладів можуть представляти велику наукову й практичну цінність, бути основою при проектуванні об'єктів цивільного й промислового будівництва, при визначенні гірничо-геологічних умов розвідки й видобутку корисних копалин, а також при визначенні ресурсів будівельних й баластних матеріалів, розподілі розсипних та інших родовищ корисних копалин.

Умовні позначення до карт четвертинних відкладів будуються як звичайним, так і табличним (матричним) способом (рис. 6.1), котрий застосовується на дрібномасштабних картах. При цьому способі генетичні типи відкладів розташовуються

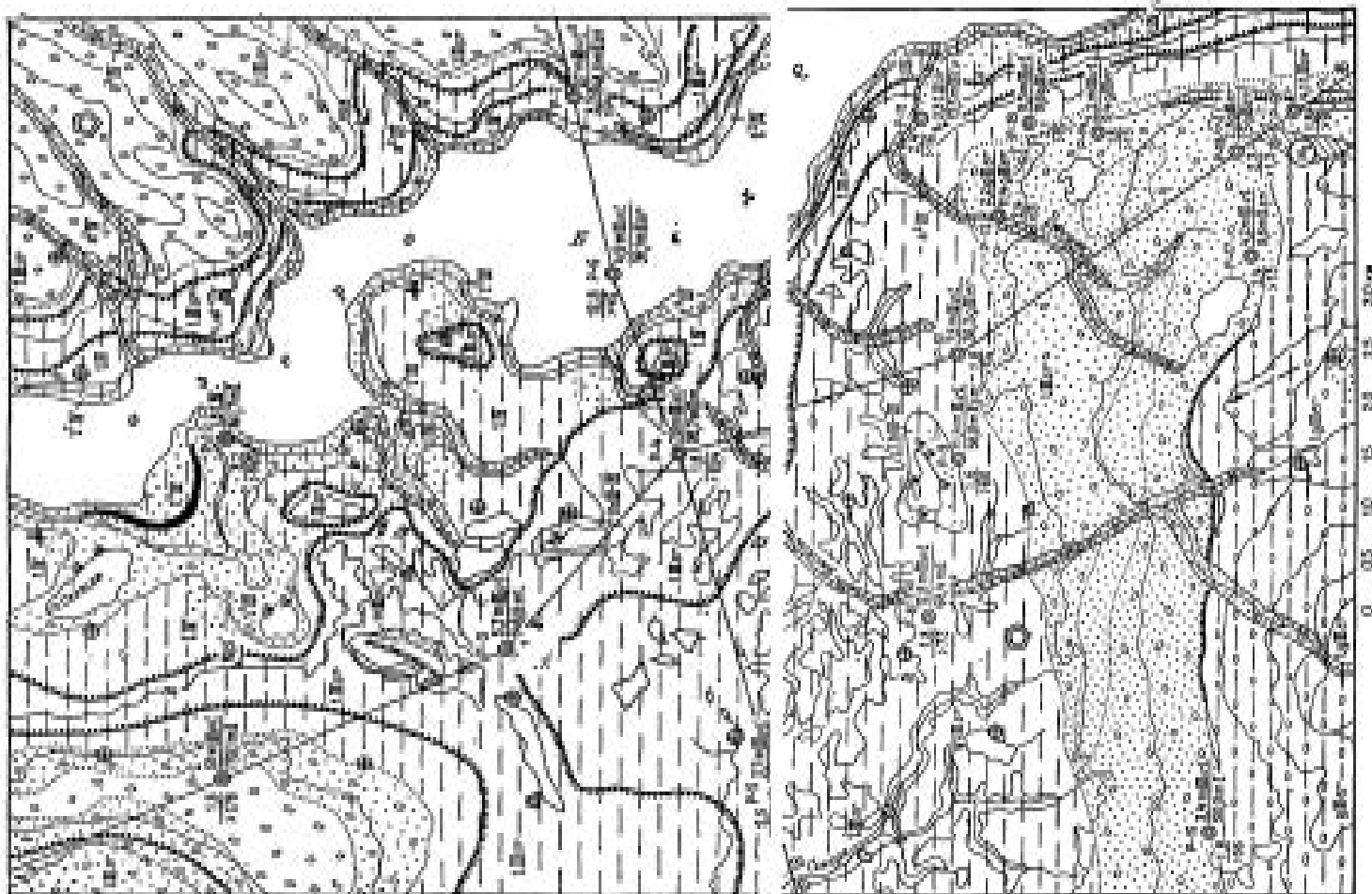


Рис. 6.2. Навчальна карта четвертинних відкладів.

До неї додаються: умовні позначення (рис. 6.3), геологічні розрізи (рис. 6.4), стратиграфічна колонка (рис.6.5).

послідовно, починаючи з льодовикових відкладів, у горизонтальних рядах таблиці; віковий поділ становлять вертикальні ряди, від більш древніх (ліворуч) до більш молодих (праворуч). Кольорові прямокутники містяться в ґратках таблиці, що відповідають їхньому генезису й віку. Якщо які-небудь відклади відсутні на даній території, ґратки залишаються порожніми. Праворуч від таблиці поміщають літологічні, геоморфологічні та інші позначення.

При побудові умовних позначень звичайним способом (рис. 6.3) прямокутниками показуються зверху вниз четвертинні відклади від наймолодших до найстарших за віком. При цьому прямокутниками показуються послідовно всі генетичні типи четвертинних відкладів, притаманні певній віковій одиниці. У середині прямокутників за допомогою індексів вказують, чому відповідає кожен прямокутник і одночасно замальовують у відповідний колір. Нижче відображаються також за допомогою прямокутників всі присутні в районі дослідження літологічні різновиди осадків і показуються відповідною штриховкою чорного кольору. Далше у довільній формі зображають всі інші умовні позначення, які вжиті на карті і геологічних розрізах. Зокрема, як позначені границі між певними товщами відкладів, тектонічні порушення, напрямки руху льодовиків, свердловини, місця знахідок різної фауни, флори, давніх стоянок людини, розташування характерних форм рельєфу тощо.

Справа від прямокутників робиться короткий опис певної умовної позначки, а зліва — узагальнюючі відповідності певних вікових одиниць, звідки доки подається літологічна характеристика та інше.

Геологічні розрізи (рис. 6.4). Необхідним доповненням до карти четвертинних відкладів є геологічні розрізи (профілі). Складаються розрізи (звичайно два) відповідно до тих же ж правил, що й розрізи до інших геологічних карт, у строгій відповідності з картою четвертинних відкладів та в тих же ж умовних знаках (рис. 6.2, 6.3). Внаслідок незначної потужності четвертинних відкладів розрізи складаються, як правило, з перебільшенням вертикального масштабу над горизонтальним в 20-40 разів. У виключних випадках за малої потужності відкладів допускається перебільшення вертикального масштабу в 80-100 разів. Щоб розрізи повніше відображали співвідношення та потужності різних стратиграфічних і генетичних горизонтів, вони повинні розташовуватися поперек основних елементів рельєфу. При цьому необхідно використовувати дані бурових свердловин, які перетинаються лініями профілів, допускаючи побудову розрізів по ламаній лінії.

Умовні позначення

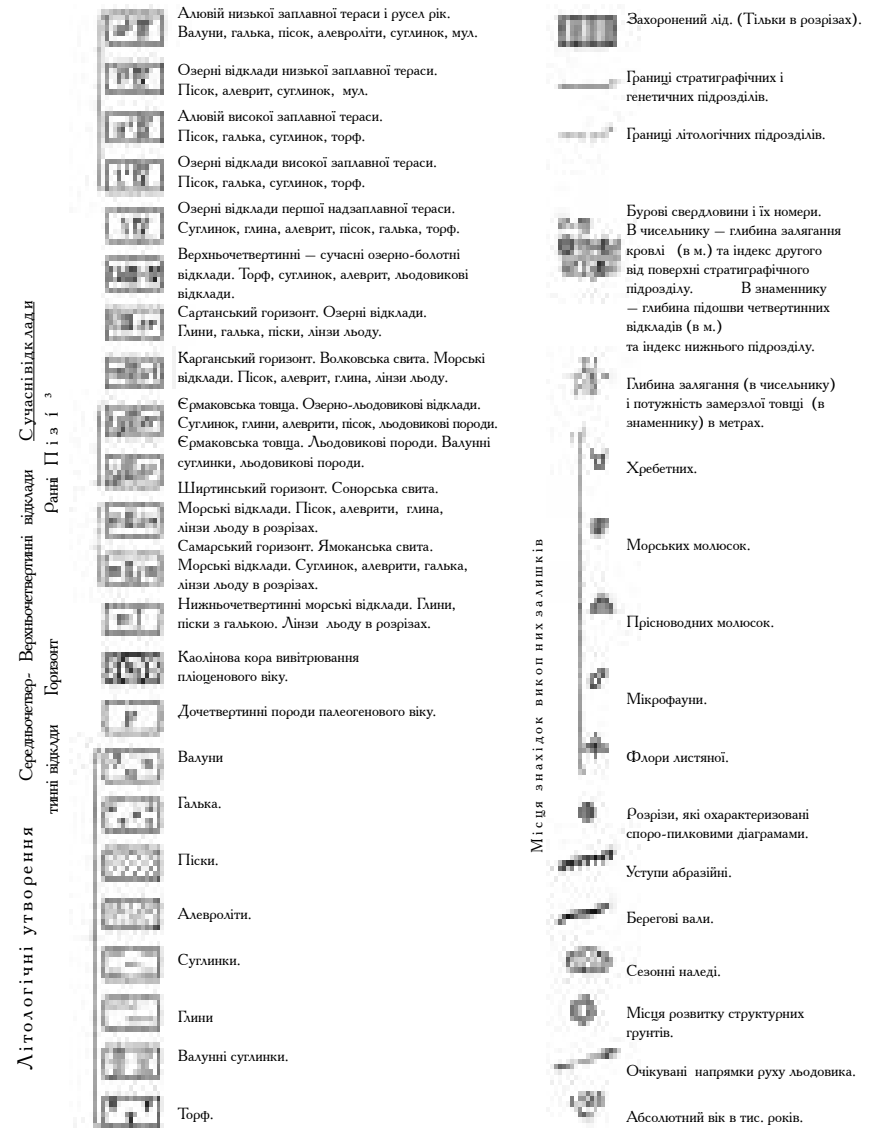


Рис. 6.3.

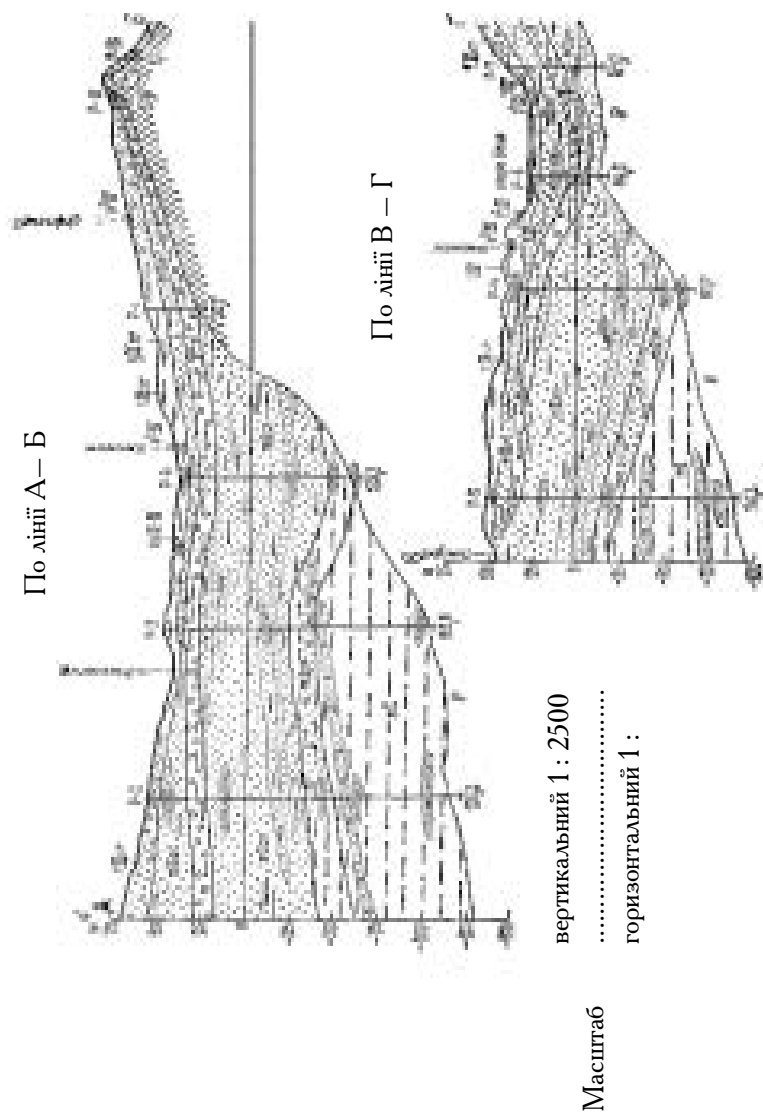


Рис. 6.4. Геологічні розрізи четвертинних відкладів

Розрізи, побудовані за даними бурових свердловин, що відображають деталі будови четвертинних відкладів, можуть служити допоміжним матеріалом для інших геологічних побудов — структурних карт, блок-діаграм тощо.

При побудові розрізів першочергово на основі топографічної карти та абсолютних відміток місць розміщення пробурених свердловин, будується по лінії профілю, з врахуванням вертикального масштабу, гіпсометричний профіль (відображає характер залягання поверхні рельєфу в даному пересіченні). Наступним етапом на гіпсометричний профіль наносять з карти четвертинних відкладів границі виходів під ґрунтової покрив на поверхню генетичних типів четвертинних відкладів. Одночасно відбивають границі цих відкладів у розрізах пробурених свердловин. Далі границі однакових за типом і віком товщ плавними лініями з'єднують. Розріз побудовано. Залишається проставити необхідні індекси, розмалювати, нанести за допомогою штриховки літологію.

Стратиграфічну колонку до карт (рис. 6.5) складають на основі співставлення четвертинних відкладів. Для тих районів, де четвертинні відклади характеризуються витриманим і значним за потужністю розрізом, до карти четвертинних відкладів складають стратиграфічну колонку у відповідності із загальними правилами. Основу її складає літологічна колонка, на якій показують усі генетичні типи четвертинних відкладів зверху вниз від наймолодших за віком до найстарших. Потужності даних відкладів відкладають пропорційно середньоарифметичним фактичним потужностям. Якщо в одному генетичному типі четвертинних відкладів присутні відклади у двох фаціях, то колонку зубчасто розділяють наполовину і кожену половину штрихують тим літологічним знаком, якому відповідає певна фація. Коли фації в лінзах, то показують лінзи що вклинюються. Границі між різними типами відкладів показують прямими лініями, а коли між сусідніми типами існують якісь неузгодження (перериви осадконакопичення, розмиви), то такі границі показують хвилястою лінією. Також на колонку наносять умовні знаки фауни, флори там, де вони були виявлені. Справа від літологічної колонки малюють ще дві колонки. Перша з них вузька, а друга — широка. У першій показують потужність у метрах кожного генетичного типу

відкладів (мінімальну і максимальну). У другій описують стисло відклади певного генетичного типу.

Середня висота	Висота	Глибина	Літологічні відклади	Характеристика відкладів
Міжгірська височина	100-150	10-15		У верхній частині відкладів переважають піски, глини, суглинки, вапняк. В нижній частині відкладів переважають піски, суглинки, вапняк. Відкладів вапняку переважає в нижній частині.
	150-200	15-20		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	200-250	20-25		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	250-300	25-30		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	300-350	30-35		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	350-400	35-40		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	400-450	40-45		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	450-500	45-50		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	500-550	50-55		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	550-600	55-60		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	600-650	60-65		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	650-700	65-70		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	700-750	70-75		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	750-800	75-80		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	800-850	80-85		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	850-900	85-90		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
Середньогірська височина	900-950	90-95		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.
	950-1000	95-100		Відкладів вапняку переважає в нижній частині. Відкладів піску, суглинку, вапняку переважає в верхній частині.

Рис. 6.5. Стратиграфічна колонка

Зліва від літологічної колонки ще малюють 4-5 вузьких колонок. У тій, що прилягає до літологічної колонки, записуються відповідні індекси. У наступній — назви горизонтів. У всіх інших колонках — одиниці вікового поділу четвертинної системи (за рангами від найкоротших до найтриваліших підрозділів). У окремих стратиграфічних колонках додають ще одну колонку, в якій показують тривалість у роках кожного генетичного типу відкладів, та коли в роках відбувалася зміна накопичення одного генетичного типу осадків на інший.

Схеми співставлення будови четвертинних відкладів (рис. 6.6). Часто для більшості районів внаслідок складності й різноманіття співвідношень новітніх континентальних відкладів неможливо відобразити в колонці вікову послідовність й умови залягання шарів. У цьому випадку замість стратиграфічної колонки рекомендують складати ідеалізовані схеми побудови четвертинних відкладів, на котрих відображають загальні взаємовідношення всіх нанесених на карту стратиграфічних і генетичних підрозділів і їхній зв'язок з елементами рельєфу. Ці схеми співставлення будуються у вигляді ідеального профілю через всі елементи рельєфу з певним вертикальним (відповідно до потужностей) і довільним горизонтальним масштабом (рис. 6.6). Завдяки цьому можна на схемі відбити дійсні гіпсометричні співвідношення різних елементів рельєфу й показати істинні потужності і склад приурочених до них четвертинних відкладів. Відповідними індексами на схемі, як і на карті, показують вік стратиграфічних підрозділів, а штриховими значками — їхню літологію. Іноді на схемах застосовують кольорові позначення, подібно до карти і розрізів.

6.2. Особливості картування четвертинних відкладів у полі

Вимоги до топографічної основи. Кращою основою для вказаних цілей є топографічна карта в горизонталях, складена за допомогою аерофотозйомки. Одночасне вивчення аерофотографій та узагальнення польових матеріалів дозволяє складати карту четвертинних відкладів високої якості.

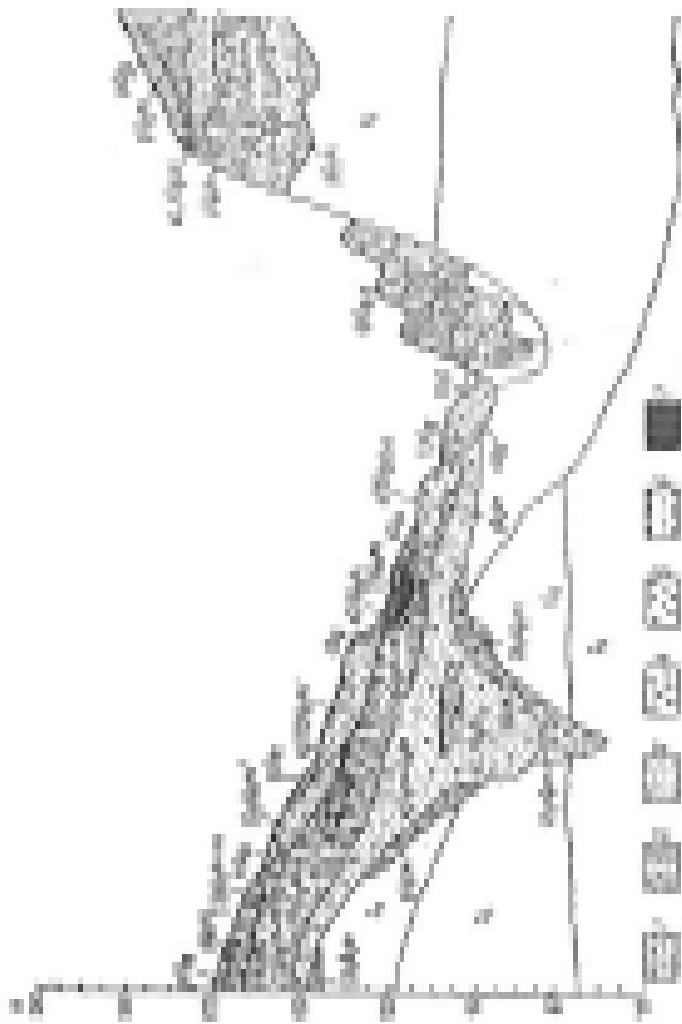


Рис. 6.6. Схема співставлення четвертинних відкладів Підмосков'я.

1 — супіски; 2 — суглинки; 3 — піски; 4 — валуни і галька; 5 — гравій; 6 — глини; 7 — торф. Індеси горизонтів: вп — венедський, ок — окський, лп — лихвінський, дп — дніпровський, од — одицький, ms¹ — нижньомосковський відклади, ms² — верхньомосковський відклади), мк — миклулінський, v₁ — нижньовалда йський, v_{1,2+3} — середньо- і верхньовалдайський нерозчленовані; 1t, 2t, 3t, 4t — номери першої, другої, третьої і четвертої терас. Індеси генетичних типів дивись в таблиці б.1.

Треба знати, що при складанні карт четвертинних відкладів відносно дрібних масштабах (1 : 200 000 й 1 : 500 000), в полі під час картування четвертинних відкладів необхідно працювати з топографічними картами в горизонталях як можна більшого масштабу (1 : 100000 або 1 : 50000).

Розподіл маршрутів і точок спостереження. Картування четвертинних відкладів вимагає трохи іншого підходу до вибору маршрутів, ніж зйомка корінних порід. Оголення тих чи інших порід найчастіше приурочені до берегів рік, але четвертинні відклади долин звичайно різко відрізняються за генезисом, за літологією, за віком від відкладів вододілів. Тому, крім основних маршрутів по долинах рік, для вивчення четвертинного покриву необхідно робити пересічення всіх вододілів. Так як на рівнинних, так нерідко й у гірських країнах вододіли більшою мірою погано відслонені і разом з тим часто суцільно зайняті покривом четвертинних утворень, тому вивчення й картування останніх тут може бути здійснене лише шляхом копання шурфів та буріння неглибоких свердловин.

Розподіл свердловин, шурфів і прикопок при перетинах вододілів, їх схилів, долин повинен вибиратися не механічно, а цілеспрямовано, виходячи із прагнення найменшої кількості виробок для повного висвітлення всіх змін в покриві четвертинних відкладів. Для цього необхідно уважно вивчати всі зміни рельєфу та ряд інших ознак, які вказують на зміну покривних порід (характер рослинності, колір ґрунтів, мікрорельєф і т.п.). Відстані між шурфами або свердловинами можуть сильно змінюватися. Так, при пересіченні вододілу від однієї ріки до іншої виробки варто задавати (за відсутності природних оголень) на кожній терасовій сходинці, на кожному перегині схилу та на вододілі. При цьому в долинах (особливо у випадку значного числа терас) виробки можуть згущатися, тим більше що нерідко приходиться розкривати прирусову, середню й нагірну частини кожної тераси. На вододілах же, за відсутності помітних змін рельєфу та інших ознак, які вказують на зміну четвертинних відкладів, виробки можуть бути розташовані значно рідше. Мала потужність і швидка мінливість четвертинних відкладів вимагають значно більшої детальності опису їхніх розрізів у порівнянні з корінними породами. Необхідно ретельно виділяти й описувати всі, навіть найтонші шари та

прошарки, лінзи, які вказують на зміну механічного складу, кольору, характеру шаруватості, включень і т.п. Особливу увагу варто приділяти вивченню й опису границь між окремими шарами (вона буває різка, розпливчата, хвиляста, коли один шар входить кишенею в інший і т.п.), їх розмірам, ступеню згладженості уламкового матеріалу, характеру розподілу та орієнтування валунів, гальки та іншого уламкового матеріалу. Усі ці ознаки допомагають, як було вже відзначено, визначенню генетичного типу та встановленню стратиграфічних взаємовідношень відкладів.

Спостереження між оголеннями (відслоненнями) та встановлення геологічних границь. Мінливість розрізу четвертинних відкладів, тісна залежність їх від рельєфу викликають необхідність безперервних та уважних спостережень на всьому протязі маршруту (крім опису відслонень). Не говорячи вже про обов'язкове фіксування всяких, хоча б і незначних, змін у рельєфі (уступи, перегини, замкнуті дрібні й великі западини, улоговини, лійки, горбистість тощо), необхідно звертати увагу на зміни рослинного й ґрунтового покриву, викиди із кротовин та бабакових нір, характер поверхні полів і городів (у населених районах), вивернене коріння повалених дерев, тобто на всі ознаки, які вказують безпосередньо або побічно на зміну характеру покривних відкладів. Одночасно описується й загальний характер ландшафту та рельєфу на даному відрізку маршруту, що важливо не тільки для картування четвертинних відкладів, але й для складання геоморфологічної карти.

Як тільки геолог зауважує будь-яку із вказаних ознак, він повинен з'ясувати, чи пов'язана ця ознака зі зміною характеру відкладів. Якщо природних виходів (оголень, викидів з нір, виду зораних полів і т. д.) недостатньо, необхідно закладати шурф або робити прикопку. Коли встановлюють місце зміни відкладів за маршрутом, треба помітити напрямок граничної лінії в сторону від маршруту. За дотримання перерахованих вказівок геолог одержує можливість не тільки оконтурити на карті основні генетичні горизонти відкладів різного віку, але й з більшою або меншою точністю виділити всередині цих типів площі, які зайняті окремими літологічними різновидами. Наприклад, у межах алювіальної тераси можуть бути виділені площі розвитку галечників (руслова фація), суглинків, пісків, муло-торф'яних відкладів (старична фація) і т.п.

Таким чином, контури генетичних і стратиграфічних розподілів встановлюють у природі та наносять на карту найчастіше за геоморфологічними ознаками. Границі літологічних різновидів можуть бути намічені лише шляхом безпосереднього простежування в природних і головним чином в штучних оголеннях.

Уважне спостереження над мікрорельєфом, разом з врахуванням ряду інших побічних ознак (рослинність і т.п.), допомагає, по-перше, найбільш економно розташовувати гірничі виробки, по-друге, виявляти всі основні літологічні різновиди. Останнє має особливо важливе значення в пошуковому відношенні.

При картуванні четвертинних відкладів, крім спостережень над природними виходами, дрібними гірничими виробками та свердловинами, необхідно використовувати також розрізи, наявні в районі колодязів, кар'єрів, цегельних ям, придорожних каналів і т.п.

Для вивчення та опису кожного природного або штучного оголення потрібне попереднє розчищення його, тому що через рихлість четвертинних порід нижні горизонти розрізу завжди бувають закриті матеріалом, що обсіпається зверху.

Розчищення зручніше робити у формі вертикальної східчастої траншеї (зверху донизу по обриву). Матеріал, який виймають за такого проходження траншеї, необхідно відкидати вбік, щоб не збільшувати потужність осипу, який закриває підніжжя обриву. Глибина траншеї залежить від потужності матеріалу, що обсіпався або змістився. Переконайтеся в тім, що траншея відкрила нашарування в незміщеному заляганні, можна за бічною стінкою траншеї, де легко помітити згини шарів до низу схилу.

При описі оголень необхідно відзначити, до якого елементу рельєфу вони приурочені (до брівки, середньої або тилової частини тієї або іншої тераси, до схилу долини або вододільного плато, до кінцевої морени і т. п.), та встановити найточніше його гіпсометричне положення. Також слід оконтурити всі акумулятивні форми рельєфу, характерні для того або іншого генетичного типу відкладів (кінцеві морени, ками, річкові тераси, дюни й бархани і т.п.).

Застосування аерометодів при вивченні і зйомці четвертинних відкладів. Аерогеологічні методи при вивченні четвертинного покриву дають значний ефект не тільки за сприятливих умов не залісених районів, але навіть в умовах тайги.

Відзначимо особливу важливість контактних відбитків, що дають можливість проводити границі різних літологічних і генетичних типів відкладів за такими сторонніми ознаками, як характер рослинного покриву, мікрорельєф і т.п., які звичайно чітко виражені на аерофотографіях).

У слабо залісених районах значення аерометодів у цілому сильно зростає. Тут вони надають допомогу не тільки при картуванні генетичних типів і літологічних різновидів відкладів, але й при вирішенні стратиграфічних питань. Співвідношення різновікових терас, вложених одна в іншу або накладені конуси виносу, релікти древніх денудаційних поверхонь, з котрими пов'язані відклади відповідного віку, — все це можемо, нерідко з винятковою наочністю, побачити на аерофотографіях. Останні допомагають розібратися у вказаних співвідношеннях значно краще й легше, ніж наземні спостереження, за котрих дослідник не може охопити складні явища в цілому одним поглядом.

При вивченні четвертинних відкладів також застосовують аеровізуальні спостереження, тобто ведуть огляд району робіт з борту літака. Вони дають можливість використовувати ще одну додаткову ознаку — колір поверхневих відкладів, нерідко “який просвічується” навіть через ґрунтово-рослинний покрив. У сполученні з іншими ознаками, колір також допомагає простежувати різні типи відкладів із літака. Однак нанесення границь на карту при аеровізуальних спостереженнях, в силу швидкості польоту та важкості орієнтування, не можуть бути зроблені з такою ж точністю, як за дешифрування аерофотографій. Тому аеровізуальний метод швидше за все повинен розглядатися як допоміжний.

Запитання для самоконтролю

1. Що означає картування четвертинних відкладів?
2. У чому відмінність методики складання карт четвертинних відкладів від складання загально геологічних карт?
3. Як відображають різні генетичні типи відкладів і їх вік на четвертинних картах?
4. Індексація відкладів четвертинної системи?
5. Як поділяють за масштабом карти четвертинних відкладів?
6. У чому відмінність індексації на дрібномасштабних картах четвертинних відкладів від карт крупномасштабних?

7. За яким принципом будують карти четвертинних відкладів?
8. Як складають розрізи четвертинних відкладів?
9. Як складають стратиграфічні колонки до карт четвертинних відкладів?
10. Ідеалізовані схеми співставлення четвертинних відкладів.
11. Вимоги відносно умовних позначень до карт четвертинних відкладів та компанування всіх складових на цих картах (карти, розрізів, стратиграфічної колонки, умовних позначень).
12. Особливості картування четвертинних відкладів у полі.
13. Як описують відслонення четвертинних відкладів під час польових досліджень?
14. Застосування аерометодів при картуванні четвертинних відкладів.

7. КОРИСНІ КОПАЛИНИ, ПОВ'ЯЗАНІ З ЧЕТВЕРТИННОЮ ГЕОЛОГІЄЮ

З четвертинним покривом пов'язана велика кількість корисних копалин. Вони мають нерідко найважливіше народногосподарське значення і, крім того, досить специфічне. Головні їх особливості полягають у тому, що вони залягають майже на поверхні Землі або на дуже малих глибинах, тектонічно не порушені й крайнє слабко діагенетично змінені. Нерідко їхнє формування незавершене, і вони перебувають у стані перевідкладення. Майже завжди родовища пов'язані з рихлими гірськими породами.

Істотний вплив на утворення корисних копалин має геологічна будова території, що визначає склад мінеральних і петрографічних компонентів. Важливий також неотектонічний режим, що діє через рельєфоутворення. Велика роль фізико-географічної обстановки — палеогеографічних умов, особливо клімату, що визначає набір і хід екзогенних процесів.

У географічному розподілі четвертинних корисних копалин істотну роль відіграє кліматична періодичність антропогену, наявність материкових зледенінь, крупні зсуви кліматичних і фізико-географічних поясів.

Закономірності поширення корисних копалин антропогену дуже складні. Вони визначаються сполученням факторів ендодинаміки й попередньої геологічної історії з палеокліматичними умовами. Безпосередню практичну роль у пошуках корисних копалин одержує вивчення історії четвертинного періоду.

Із четвертинними відкладами пов'язаний торф, розсипи дорогоцінних і рідкісних металів, дорогоцінних каменів, будівельні матеріали, нерудні корисні копалини — скляні й формувальні піски, солі, діатоміти, мінеральні фарби, сапропелі, лікувальні грязі, мінеральні джерела. Важливу роль відіграють зосереджені в четвертинних відкладах прісні підземні води.

Торф пов'язаний з озерно-болотними відкладами, приуроченими до западин рельєфу в льодовиковій і прильодовиковій області. Джерелом торфу є біогенні торфовища. Серед них виділя-

ються низинні торфовища, що утворюються в умовах підвищеної вологості з твердими водами, з пануванням залишків деревної рослинності, очеретів, осок, та верхові торфовища, що утворюються в умовах більш слабкої вологості з немінералізованими водами на вододілах і терасах. Головну роль у них відіграють сфагнові мохи, багульник, сосна. Торф являє собою важливу горючу копалину і сировину для хімічної промисловості, використовується в будівництві (як ізоляційні плити) й сільському господарстві (як добриво).

Сапропелі — це донні пелітові, мулові осадки озер, переповнені планктоном та рослинними залишками, переробленими анаеробними бактеріями. В їх утворенні значну роль відіграють діатомові водорості. Сапропелі служать сировиною для хімічної промисловості, відгодівлі тварин і як мінеральне добриво.

Розсипи являють собою результат диференціації матеріалу, що перевідкладається за рахунок руйнування гірських порід, які містять корисні компоненти. Найважливішу роль при цьому відіграє висока щільність. Має значення також стійкість мінералів проти руйнування. У зв'язку із цим за переміщення уламкового матеріалу утворюються скупчення, що містять підвищені концентрації корисних компонентів, які називаються розсипами. Найголовніші їх типи — алювіальні й морські (прибережні) розсипи, крім того, існують схиліві (делювіально-гравітаційні), пролювіальні, флювіогляціальні та інші.

З розсипами, в основному алювіальними, і частково з прибережно-морськими, пов'язані родовища золота, платини, каситериту, титанових мінералів, циркону, монациту, ортиту, алмазів та інших дорогоцінних каменів.

Будівельні матеріали використовуються особливо широко. Це галька, гравій, піски, глини, суглинки, вулканічний туф, — валуни, травертин. Особливо цінними є будівельні поліміктові піски та природні піщано-гравійні суміші флювіогляціального походження. Добувають також алювіальні й еолові піски. Вони використовуються для приготування бетону. Як заповнювач для більш грубих бетонів застосовують гравій і гальку. Глини, суглинки, леси служать сировиною для виготовлення цегли, черепиці, посуду.

Кращими є озерно-льодовикові смугасті глини, а також моренні глини й суглинки. Розробляються делювіальні та пролювіальні суглинки, частково леси. Глини вживають також при виготовленні цементу. Для кладки стін застосовують також вулканічні туфи (Кавказ, Камчатка), валуни.

Травертин і вапнякові туфи застосовують для випалу вапна. Для цієї ж мети використовується гажа — луговий мергель або вапняк, що утворюється в результаті виносу солей ґрунтовими водами на заболочених ділянках заплави і рівнин. Баластовою сировиною для дорожнього будівництва служить галька, гравій, піски, обсіпний щебінь.

Нерудні копалини дуже різноманітні. Для виготовлення скла застосовують кварцеві піски, які добувають з елювіального горизонту, розвинутих на кварцових пісках і на багаторазово перевіаємих й перемитих еолових та алювіальних пісках. Для формувальних пісків, які використовуються в ливарній справі, годяться кварцові піски з невеликою домішкою глини будь-якого генезису. Піски застосовуються також як фільтровальний і абразивний матеріал.

Діатоміти використовують у харчовій, хімічній, будівельній промисловостях та як матеріал, що шліфує. Вони зустрічаються в озерних відкладах.

У відкладах аридної зони зустрічаються різні родовища солей (кухонної солі, мірабіліту, боратів, соди) озерного або лагунного походження. Крупні родовища солей дають у результаті самоосадження озеро Сиваш, затоки Кара-Богаз-Гол, Сари-Чаганак та інші.

Мінеральні фарби (сурик, вохра) добувають з болотних руд, що утворюються в краєвих частинах боліт у вигляді желваків і шарів до 0,5 м потужністю. Ще в XVIII-XIX століттях вони використовувалися як залізна руда, а в наш час застосовуються лише для виготовлення фарб і як адсорбенти. Фарби добувають також із елювію рудних родовищ та з термальних відкладів у молодих вулканічних районах.

До озерних відкладів належать лікувальні грязі та мули, нерідко пов'язані з виходами мінеральних вод.

Джерела мінеральних вод розповсюджені в молодих вулканічних областях (Кавказ, Камчатка, Карпати), а також у поясах

неотектонічної активізації (Тянь-Шань, Забайкалля), іноді зустрічаються в льодовикових областях (район Петрограда, Прибалтика). Чимало мінеральних вод виявлено в межах Українського кристалічного масиву.

Дуже важливе значення мають підземні води, пов'язані з четвертинними відкладами. Серед них головну роль відіграють алювіальні води сучасних і древніх річкових відкладів. Вони дають біля половини води, яку споживає людство. Істотне значення мають також води флювіогляціальних відкладів, пролювію сухих дельт та ін.

Велику роль незабаром будуть відігравати родовища, скриті під водами морів й океанів. Насамперед це родовища шельфів. У мілководній частині шельфів найбільш перспективні морські й затоплені алювіальні розсипи. Можливі осадові руди марганцю. У глибоководній частині шельфів встановлені накопичення залізо-марганцевих конкрецій.

7.1. Деякі особливості пошуків корисних копалин у четвертинних відкладах

Оскільки корисні копалини, як правило, відповідають окремим генетичним типам четвертинних відкладів, то звичайна зйомка четвертинного покриву, проведена з достатньою точністю й детальністю, може разом з тим служити основою для доцільного направлення пошукових робіт. Тому карта четвертинних відкладів, яка включає генетичну, літологічну та стратиграфічну характеристики відкладів, до певної міри є картою прогнозів корисних копалин. Користуючись нею спеціаліст без труднощів зможе намітити основні напрямки пошукових робіт з тих або інших корисних копалин.

Особливу проблему складають пошуки розсипних родовищ у четвертинній товщі, а також прийоми пошуків корінних родовищ шляхом вивчення розсіювання льодовикових валунів або напрямків соліфлюкційних рухів четвертинних порід.

Найбільше відпрацьовані питання пошуків та розвідки алювіальних розсипних родовищ. Такі пошуки вимагають можливо більш повного й всебічного вивчення четвертинного покриву як відносно стратиграфії, так і відносно складу й походження.

Сюди входять детальне висвітлення геологічної будови, новітньої тектоніки й геоморфології річкових долин, складу й будови терас, нарешті, відтворення повної картини послідовного розвитку древньої гідрографічної мережі, що може досить істотно відрізнятись від сучасної.

Для районів, що лежать поблизу колишніх центрів зледеніння, вивчення складу валунів може привести до відкриття родовищ рудних і нерудних корисних копалин. Тому дослідникам цих районів необхідно звертати увагу на присутність у моренах валунів рудоносних порід. Якщо такі будуть зустрінуті, треба приступати до пошуків корінного виходу порід, звідки походив знайдений валун. Певним вказівником на це може послужити орієнтація озів, друмлинів, кінцевих морен, баранячих чіл, льодовикових шрамів і штри_ховки тощо.

З цією метою складається карта, на яку наносять площу поширення корінних порід і донної морени, точні площі, зайняті озами, камами, льодовиковими дельтами, кінцевими моренами й ділянками горбкувато-мореного ландшафту. Стрілками вказують напрямок льодовикових шрамів, орієнтування баранячих чіл, позначають місця знахідок валунів рудоносної породи й напрямок “потоків” валунів яких-небудь характерних порід, закономірно орієнтованих відносно руху льодовика. Обстежуючи район поширення рудних валунів, що зустрінуті в морені, треба звертати увагу не тільки на валуни шуканої породи, але й на уламки порід, звичайно залягаючих в контакт з цією рудоносною породою, а також попутно досліджувати й продукти розпаду даних порід.

Треба сказати, що скільки-небудь значна концентрація валунів певної породи спостерігається лише на невеликій відстані від місця її корінного залягання. Так, за наявними даними, у межах материкового зледеніння чіткий конус розсіювання валунів просліджується на відстані близько 20 км від місця залягання породи, після чого спостерігається значне перемішування валунів і границі конуса затушовуються.

Після оконтурення конусу розсіювання рудних валунів переходять до пошуків виходу рудоносної породи поблизу вершини конуса. У тому випадку, коли ця порода буває покрита чохлам молодших відкладів, доводиться робити пошук її шляхом закладання

шурфів, буріння свердловин або проведення електророзвідки. Роботи, пов'язані з простежуванням шляхів розносу валунів, привели до відкриття багатьох покладів корисних копалин.

Широкий розвиток процесів соліфлюкції у високоширотних і високогірних країнах обумовлює своєрідні риси розсіпних корисних копалин, що формуються тут. В силу великої рухомості ґрунту розсіпи звичайно сильно витягнуті в напрямку ухилу рельєфу. Явища напливання, виморожування та морозного сортування приводять до утворення двоярусних розсіпів і перерозподілу матеріалу розсіпів у поверхневому шарі ґрунту.

Зустрічаються також розсіпи, що втратили зв'язок з корінними родовищами, так як пересунулися схилом під впливом соліфлюкції на десятки, іноді сотні метрів від корінного залягання (так звані “націло зміщені” розсіпи). В умовах слабких ухилів виникають неправильні соліфлюкційні розсіпи, котрі часто помилково відносять до типу моренних розсіпів.

Соліфлюкційна розсіп має звичайно форму віяла або, у випадку крутих схилів, клину, у вершині якого розташовані корінні виходи корисної копалини. Однак верхня, найбільш багата частина розсіпи виявляється захороненою під натічними масами, а саме родовище — замаскованим від очей спостерігача. Тому звичайна сітка шурфів тут не може бути застосована. Методика пошуків полягає:

1. У обрамленні розсіпу за поверхневими знахідками з урахуванням ознак соліфлюкції.

2. У підсіченні “струменю” (шлейфа) канавами, які розміщуються навхрест до розсіпу (уздовж схилу). При цьому канава задаються вище місця останніх поверхневих знахідок, з інтервалом 5-8 м залежно від крутизни схилу, складу розсіпу, характеру корисної копалини. Враховуючи ряд спостережень над явищами соліфлюкції, зокрема вплив диференціального морозного сортування в структурних ґрунтах, вдається за “струменем” виявити замасковану елювіальну розсіп або корінне родовище з мінімальною витратою праці й часу.

Запитання для самоконтролю

1. Торф'яні і сапропелеві родовища корисних копалин у четвертинних відкладах.

2. Розсіпні родовища корисних копалин.
3. Родовища корисних копалин будівельних матеріалів.
4. Нерудні корисні копалини.
5. Підземні і мінеральні води та лікувальні грязі.
6. Корисні копалини донних відкладів морів і океанів.
7. Геологічні карти четвертинних відкладів як основа для прогнозу корисних копалин.
8. Методика організації пошуків розсіпних родовищ корисних копалин.

8. НАРОДНОГОСПОДАРСЬКЕ і НАУКОВЕ ЗНАЧЕННЯ ЧЕТВЕРТИННОЇ ГЕОЛОГІЇ

Четвертинні відклади, що майже повсюдно покривають земну поверхню, відіграють найважливішу роль насамперед як основа для різних споруд. Вивчення четвертинних відкладів необхідне при всіх без винятку інженерно-геологічних пошукових роботах. Будь-яке велике будівництво вимагає знання властивостей й особливостей четвертинного покриву. Однак тільки цього замало. Для вирішення інженерно-геологічних питань при будівництві великих довготривалих споруд — каналів, доріг, гребель, міст, морських портів і курортів необхідно знати ще й історію геологічного розвитку недавнього минулого. Існування захоронених долин, наявність пливунів, історії гідрографічної мережі й формування прибережних пляжів, спрямованість неотектонічних рухів в антропогені — такого роду знання дає саме четвертинна геологія.

Із четвертинними відкладами пов'язані найважливіші корисні копалини сучасності — будівельні матеріали масового використання: піски, піщано-гравійні суміші, гравій, глина. Великий розмах сучасного будівництва, колосальні потреби в бетоні пред'являють все зростаючі вимоги до цих видів мінеральної сировини в усіх нових районах. З цими ж відкладами пов'язані найцінніші розсіпні родовища — золота, платини, дорогоцінних каменів, каситериту та інших мінералів. У декотрих районах дуже важливі поклади енергетичних матеріалів (торф, сапропель), різних солей (кам'яна сіль, мірабіліт) та інших копалин.

Велике значення підземних вод, приурочених до четвертинних відкладів, особливо до алювіальних.

Вивчення четвертинних відкладів необхідне також при проведенні пошукових і розвідувальних робіт, при виявленні захоронених структур, при валунному й шліховому методах пошуків. При закладанні розвідувальних гірських виробок обов'язково повинні враховуватися склад і потужність четвертинного покриву. У всіх цих випадках найважливіше значення

має знов-таки вивчення історії четвертинного періоду, історії гідрографічної мережі, древнього зледеніння, історії рельєфу.

Склад відкладів, як й історія четвертинного часу, мають великий вплив на ґрунтовий покрив, визначають його родючість. Тим самим вивчення четвертинної геології відіграє велику роль у сільському й лісовому господарстві.

Дуже велике науково-теоретичне значення геології антропогену. Доступність четвертинних відкладів і висока збереженість їх первинних особливостей роблять її найважливішою ланкою в порівняльно-історичному вивченні геологічного минулого. Питання седиментогенезу, екології, еволюції органічного світу, вулканічних і тектонічних процесів, рельєфоутворення вирішуються для того часу з великою повнотою. Тут четвертинна геологія вступає у зв'язок із рядом близьких геологічних і географічних наук.

Величезне значення дослідження антропогену як часу формування людини і її культури, тому четвертинна геологія стикається із археологією, антропологією, етнографією.

Четвертинний період — час становлення сучасних фізико-географічних умов. У цей час утворився існуючий зараз рельєф, фауна, флора, ґрунти. Звідси тісний зв'язок четвертинної геології з геоморфологією, біогеографією, з ґрунтознавством.

Із сказаного видно, що вивчення четвертинної геології вимагає від дослідників дуже різнобічної підготовки, широкого кругозору. Особливо необхідно добре володіти геоморфологічним методом, глибоко знати вчення про генетичні типи відкладів.

Запитання для самоконтролю

1. Народногосподарське значення четвертинної геології.
2. Науково-теоретичне значення четвертинної геології.

9. ЧЕТВЕРТИННІ ВІДКЛАДИ ЄВРОПИ

Територія Європи відрізняється великою розмаїтістю четвертинних відкладів, що обумовлюється неоднорідністю її структури, кліматичною зональністю й своєрідністю палеогеографічного розвитку. Саме палеогеографічна специфіка регіону, яка майже наполовину покривалася плейстоценовим льодовиковим щитом, визначила тип осадконакопичення, генезис відкладів, їхній склад і розподіл потужностей. Зональний характер четвертинного покриву в Європі, пов'язаний з поширенням зледеніння, встановлений ще роботами А.П. Павлова. Подальший розвиток це положення одержало в працях А.Н. Мазаровича, К.К. Маркова, Г.І. Лазукова, В.І. Конопльової, В.Е. Мурзаєва, А.М. Сокольского та інших.

Одночасно необхідно нагадати, що під час розгляду генетичних типів четвертинних відкладів (розділ 5), нами вказувались найбільш типові місця поширення тих чи інших утворень не тільки в межах Європи, але й світу. У даному розділі четвертинні відклади характеризуються в регіональному плані за п'ятьма головними генетичними типами (льодовикові, водно-континентальні (алювіальні), солові, морські, вулканічні), у які ввійшли також типи, що мають близькі генетичні параметри.

На основі робіт з вивчення четвертинної геології Європи, територію континенту (В.І. Конопльова та інші, 1988) розділяють на зони та області. Як показано на рисунку 9.1, зони мають субширотне простягання, обумовлене поширенням материкового крижаного покриву, а області являють собою азональні підрозділи, що відрізняються за неотектонічними або гляціоєвстатичними ознаками. Кожна зона (область) характеризується особливостями новітнього етапу геологічного розвитку і умов осадконакопичення, а отже, й типом будови четвертинного покриву.

Нижче дається опис четвертинних відкладів за генетичними рядами.

9.1. Льодовикові відклади

Льодовикові утворення представлені різними типами морен, серед котрих переважають донні; найбільш грубі різновиди їх приурочені до підзони І-А, південніше (у підзонах Б і В) роз-



Рис.9.1. Схема зональності четвертинних відкладів Європи.

(За Коноплювою В. І., Мурзаєвою В. Е., Сокальським А. М., 1988 р.)

Зони: I – пізньоплейстоценового материкового зледеніння з підзонами:

A – переваги льодовикової екзарації на півночі з сучасними льодовиками;
B – льодовиково-морської акумуляції; V – переваги льодовикової акумуляції.

II – середньо- і раннеплейстоценового зледеніння. III – позальодовикова з підзонами переваги: A – перигляціальної акумуляції; B – флювіальної денудації.

Області розвитку: IV – плейстоценових трансгресій південних морів;

V – гірських зледенінь.

повсюджені в основному суглинисті морени. У цьому ж напрямку поліпшується окатаність й убуває кількість уламкового матеріалу, включеного в морену, від 30-12% на Балтійському щиті до менше 10% на Російській рівнині.

На тлі зональних змін складу морен відзначаються і місцеві особливості, пов'язані з рельєфом ложа й складом корінних порід. Піщана й супіщана морени звичайно на кристалічних породах та виступах підльодовикового рельєфу, чисто глинисті морени приурочені до дочетвертинних глин та алевролітів. На карбонатних утвореннях морени відрізняються підвищеною карбонатністю. Склад валунно-галькового матеріалу також залежить від підстилаючих порід. Особливо яскраво це виражено в підзоні I-A, де за валунами можна судити про геологію ложа льодовика. При русі на південь відзначається змішування далеких та місцевих валунів, причому перші відрізняються кращою обкатаністю. Кінцево моренні відклади відрізняються від донних підвищенням вмістом валунно-галькового матеріалу й наявністю гляціодислокацій. Абляційні морени залягають на основних у вигляді малопотужного покриву, розвинуті в районах деградації льодовика, особливо в підзоні I-A. Матеріал їх, частково промитий талими водами, місцями виявляє неясну шаруватість, збіднений дрібноземом, має порівняно грубий склад та підвищений вміст валунів, серед котрих багато вивітрілих й ератичних порід.

Моренні відклади розвинуті також у горах Уралу, Кавказу, Карпат, Піренеїв. Зледеніння тут носило гірсько-долинний характер. Лише в Альпах воно мало грандіозні масштаби: величезні льодовики виповзали по долинах та розтікалися в передгір'ях обширними покривами й язиками. Саме на основі досліджень в Альпах була створена класична схема розчленовування льодовикового плейстоцену, що дотепер, незважаючи на ряд заперечень, служить опорою при кореляціях подій історії четвертинного періоду.

Відклади льодовикового плейстоцену Альп представлені моренними комплексами мінделя, рису й вюрму. До пізнього плейстоцену тут відносяться потужні грубоуламкові нагромадження свіжих кінцевих морен із слабозвинутим ґрунтовим

покривом. Більш древні льодовикові утворення відрізняються наявністю зрілих червоно-бурих ґрунтів й лесових покривів. Розділяючи морени осадки з гальки, пісків, алевритів, строкатих глин мають водно-льодовиковий, алювіальний й озерний генезис. Потужність льодовикових відкладів від перших метрів до 100 м і більше, максимальна — в районах крайової акумуляції; загальна потужність моренних і міжморенних утворень становить 150-200 м.

У розрізах відкладів моренних рівнин виділяють декілька вікових генерацій. Кількість горизонтів льодовикових відкладів убуває на північ, де в умовах переваги екзарації льодовика збереглася звичайно наймолодша морена, й на південь, до границь максимального поширення древніх зледенінь. Найбільш повний у стратиграфічному відношенні розріз льодовикового комплексу характерний для підзони I-A. Детальне палеонтологічне дослідження міжморенних осадків у комплексі з вивченням умов залягання морен, їхнього складу, вивітрілості, рельєфу поверхні, співвідношення з іншими за генезисом товщами, палеомагнітними даними й визначенням абсолютного віку дало можливість розчленувати льодовиковий плейстоцен Європи. Потужність льодовикових відкладів крайне непостійна — від максимальної (до 140 м) в областях розвитку краєвих утворень і повторних заглиблень льодовикового ложа до мінімальної — на Балтійському щиті й вершинах піднять дольодовикового рельєфу. На вирівняних поверхнях потужність основної морени звичайно вимірюється першими метрами, в цілому збільшуючись із півночі на південь.

Водно-льодовикові відклади представлені насамперед флювіогляціальними зандровими пісками, приуроченими в основному до зони II. Складові їх частинки добре відсортовані й обкатані. Відзначається горизонтальна й діагональна шаруватість, місцями дельтового типу, зустрічаються гравійні прошарки й лінзи, частка гравійно-галькового матеріалу зростає поблизу краю льодовика, де з'являються включення валунів. Велику роль відіграють галька й валуни у складі відкладів камів, озів, камових дельт, особливо в підзоні I-A. За складом уламковий матеріал тісно пов'язаний з моренами, але відрізняється кращою обкатаністю. У міру віддалення від краю льодовика серед пісків з'являються прошарки та лінзи більш тонких осадків: алевритів, глин — відсортованих, пластичних, часто строкатих.

За віком флювіогляціальні відклади, як і льодовикові, діляться на нижньо-, середньо- й верхнеплейстоценові. На Скандинавському півострові, в Ісландії та на Шпіцбергені відзначаються голоценові нагромадження, пов'язані з багаточисельними стадіями деградації останнього зледеніння. Найбільше розповсюджені середньо-плейстоценові зандрові піски, найменше — верхнеплейстоценові озіві, камові, дрібних дельт і т.д. Нижнеплейстоценові флювіогляціальні утворення залягають у похованому стані до півночі від границь окського (міндельського, ельстерського, південнопольського) зледеніння на Російській рівнині, Польській низовині і в декотрих інших районах.

Потужність флювіогляціальних відкладів мінлива й залежить від форм рельєфу та віку. Так, у підзоні I-A локально розвинуті переважно малопотужні відклади пізнього плейстоцену, але й тут місцями зустрічаються крупні (висотою кілька десятків метрів) ескери та долинні зандрові нагромадження потужністю 40-50 м. Південніше, в підзоні I-B, флювіогляціальні утворення також мають обмежене поширення й незначну потужність, за винятком Західної Данії, де товща льодовикових і водно-льодовикових відкладів (з різкою перевагою останніх) досягає потужності 200-300 м. На Польській низовині й невисоких плато і на південь від неї потужності також міняються від перших метрів до декількох десятків метрів. Максимальні потужності в Південно-Східній Польщі досягають 40 м, в долині р. Везер (Німеччина) — поверх 50 м, у Нідерландах — 60-70 м. У зоні II, тобто у смузі максимального розвитку зандрових полів, потужність їхніх відкладів становить 10-20 м поблизу краю древнього льодовика, в межах Полісся — до 30-50 м і біля зовнішніх границь зандрів — до 1-2 м. Нижнеплейстоценові флювіогляціальні нагромадження, що залягають майже завжди в похованому (захороненому) стані, мають приблизно такі ж потужності: 20-40 м у Білорусії, 20-60 м у Південній Польщі, до 40 м у Високих Татрах.

Озерно-льодовикові відклади, що сформувалися у внутрішньольодовикових і прильодовикових водоймах, займають великі простори в підзонах I-B й I-B, але зустрічаються також у підзоні I-A й зоні II. Величезні площі озерно-льодовикових

осадків приурочені до басейнів рік, які течуть на північ і північний схід, назустріч наступаючому й підпираючому стік льодовику.

Нерівномірне танення льоду в зимовий і літній сезони року й відповідно ритмічне коливання рідкого й твердого стоків, живлячих прильодовикові озера, обумовили стяжковий тип шаруватості осадків. Серед них переважають стяжкові глини, у котрих тонкі (2-3 мм) глинисті прошарки чергуються з більш потужними (4-6 мм) й більш грубими піщано-алевритовими осадками. Зустрічається й інший тип перешарування, де чергуються більш крупні за потужністю шари з дуже тонкими алевритистими. За механічним складом стяжкові глини не завжди належать до глин — це ряд порід від глин до супісків; наприклад, серед стяжкових осадків низовини в нижній течії р. Неви переважають суглинки, а на рівнині в басейні р. Пярну — глини. У межах одного поля розвитку озерно-льодовикових відкладів, як показали дослідження Варшавського палеозера, виділяються три зони: проксимальна, ближня до місця впадання ріки, де переважає грубий матеріал й окремі шари мають велику потужність; дистальна, прилягаюча до краю льодовика, з тонким складом осадків і дуже тонкою шаруватістю; середня, яка має ознаки обох зон. У розрізах осадків зустрічаються ератичні валуни, принесені плаваючими крижинами, а також відклади, зім'яті в складки в результаті мерзлотного і підводного сповзання, з тріщинами, знаками брижі (рябі).

Велика частина озерно-льодовикових відкладів належить до часу останнього зледеніння та його деградації, набагато рідше зустрічаються більш древні й голоценові (останні приурочені до підзон I-A та I-B). Потужність озерно-льодовикових нагромаджень звичайно 5-15 м і лише в самих крупних депресіях досягає 25-50 м.

9.2. Водно-континентальні відклади

Серед алювіальних утворень виділяються руслова, заплавна й старична фації. Руслові відклади — галечники, грубо- й крупнозернисті піски. Галечники характерні для долин гірських та передгірських районів, піски різної крупності переважають у долинах рівнинних рік. Ступінь вивітрювання, згладження країв уламків й крупність матеріалу визначаються будовою

території й віком алювію. Заповнювач галечників змінюється знизу нагору в розрізі від глинистого й піщано-глинистого в пліоцен-середнеплейстоценових утвореннях до піщаного у верхньоплейстоценових і голоценових. Потужність у межах одного циклу осадконакопичення для крупних рік (Волга, Дніпро, Дунай, Луара та інші) звичайно не перевищує 15 м. Заплавна фація добре збереглася в розрізах алювію низьких терас, на середніх і високих терасах вона, як правило, еродована. Літологічно це перешаровуючіся дрібно- й середньозернисті піски, супіски, суглинки, глини, нерідко з лінзовидними прошарками (0,2-3 м) торфовищ. Сумарна потужність заплавної фації від 2-5 м у невеликих рік до 15 м у таких рік, як Дунай, Дніпро, Волга та ін. Старичний алювій, типовий для рівнинних рік, залягає у вигляді лінз потужністю до 20 м; в основному це супіски, суглинки, глини, збагачені органікою, нерідко із чіткою горизонтальною або стрічковою шаруватістю. У поширенні, складі й потужностях алювію за виділеними (див. рис. 9.1) підлами спостерігаються цілком визначені закономірності. У підзоні I-A розвинуті в основному голоценові, рідше — верхньоплейстоценові малопотужні (в середньому 1-1,5 м) алювіальні нагромадження, переважно руслової фації, грубоуламкового складу. Для підзони I-B й зони II характерна наявність гарно розвиненого алювію (сучасного, терасового й древніх захоронених долин). Віковий діапазон його — початок пліоцену-голоцен. У межах сучасних долин представлені наймолодші верхньоплейстоценові та післяльодовикові відклади, порівняно тонкого складу й незначної (до 40 м) потужності. Древній алювій залягає на великій, до 200 м, глибині, перекриваючись або перешаровуючись флювіогляціальними й моренними утвореннями. Склад його більш грубий: гравійно-гальковий, гравійно-піщаний; вгору за розрізом збільшується роль пісків і суглинків. Потужність древнього алювію звичайно 40-60 м, а сумарна, разом із флювіогляціальними й моренними прошарками, досягає 200 м (Польська низовина).

У підзоні III-A розвинений повний комплекс алювію, що охоплює віковий ряд від верхньопліоценового-нижньоплейстоценового до голоценового. Найбільш древній алювій терас відрізняється переважно галечниковим складом, глинистим запов-

нювачем, червонуватим кольором, значною вивітрілістю, переважанням стійких порід серед гальки; потужність 10-40 м. У западинах і захоронених долинах породи того ж віку представлені пісками із кварцевою галькою та гравієм (загальною потужністю до 30-50 м), в найбільш крупних депресіях (Панонською, Трансільванською та ін.) — до 150 м. Молоді нагромадження, що складають тераси й заплави, мають типову двочленну будову: галечно-гравійну руслову фацію, яка перекривається дрібнопіщаною та алеврито-глинистою заплавною; потужність коливається від перших метрів до десятків метрів.

У підзоні III-Б древній алювії характеризується вивітрілістю, переважно дрібним складом: піщані глини із прошарками піщаного й гравійно-піщаного матеріалу, з горизонтами захоронених ґрунтів, з покривом схилових відкладів; лише в низах розрізів та у звуженнях долин значну роль здобувають галечникові і валунно-галечникові нагромадження. Породи, що складають низькі тераси й заплави, мають сірий колір, двочленну будову, відрізняються свіжістю матеріалу, строкатістю складу гальки, збагаченою органікою заплавною фацією; потужністю від перших метрів у дрібних долинах до 30 - 50 м у крупних.

В області V розповсюджений в основному верхньоплейстоценовий і голоценовий алювії потужністю до 20 м, з гальковим або валунним складом у межах розвитку морен та галечно-піщаного матеріалу — у місцях переробки флювіогляціальних нагромаджень.

Озерні відклади найбільш характерні для півночі Європи, де виповнюють улоговини льодовикового рельєфу й рідше — тектонічні западини. У першому випадку — це глинисті намули, сапропелі, прісноводні вапняки. З озерами тектонічного походження (Псковське, Чудське, Ільмень, Кубенське та ін.) пов'язані піщано-глинисті та органогенні утворення значної потужності. Розвиток молодих озерних осадків — характерна риса підзони I-A. За складом це дрібнозернисті піски, намули з домішкою органіки, торфовища, гітти; потужність від декількох до 30 м. У підзоні I-B поряд з голоценовими присутні й плейстоценові озерні відклади, з них нижньоплейстоценові (аледрити з прошарками пісків і торфів загальною потужністю 20-30 м) захоронені на глибині біля 100 м. Середньо- й верхньоплейстоценові відклади (потужністю до 100 м) складаються з мушлевидних та стрічкових глин, тонких пісків, сапропелів, торфовищ; у декотрих розрізах відзначаються прошарки

тонкошаруватих супісків, збагачених віванітом і лимонітовими бобовинами мають потужність від декількох до 10 м.

У зоні II древні озерні відклади представлені стрічковими та карбонатними глинами, що перешаровуються з намулами, торфами, сапропелями, мергелями, вапняками за потужністю складають більше 40 м. Озерні осадки кінця пізнього плейстоцену — голоцену приурочені в основному до витоків рік, де широко розвинуті малопотужні торфовища, які підстилаються сапропелями, тонкозернистими глинистими пісками і суглинками.

У підзоні III-A озерні відклади, які виповнюють переважно тектонічні западини, представлені древніми, червоними та зеленувато-сірими глинами, мергелями й пісками, у низах з лінзами галечників загальною потужністю до 100 м. Верхньоплейстоцен-голоценові осадки в основному супіщано-суглинисті з малопотужними лінзами тонко- й дрібнозернистих пісків.

У підзоні III-B четвертинні озерні відклади виповнюють тектонічні депресії та підпружені лавовими потоками долини рік. Склад відкладів різноманітний за рахунок зносу уламкового матеріалу зі схилів. У розрізі з'являються туфогенні прошарки. Потужності коливаються від декількох до десятків метрів.

В області V озерні відклади виповнюють западини й долини рік, підпружені моренами або обвальними масами, й відрізняються неоднорідністю складу. Так, у Женевській западині переважають глинисті піски та суглинки, що тонко перешаровуються, із загальною потужністю до 22 м, а для верхів'їв рік Арві й Рони характерні більш грубі осадки із крупними лінзами піщано-суглинистих гравійників; загальна потужність 100 м.

9.3. Еолові відклади

Лесові породи включають леси й лесовидні утворення. Типовий лес Європи, як і інших районів світу, — палевий пористий алеврит, нешаруватий, карбонатний, який покривно залягає, зі стовпчастою окремістю, з прошарками захоронених ґрунтів, скупченнями черепашок наземних молюсків і карбонатних конкрецій. Лесовидні породи відрізняються від лесів випадінням однієї з перерахованих ознак.

Склад лесових порід Європи міняється з півночі на південь,

відображаючи зональні особливості осадоутворення (рис. 9.2). Так, найбільш піщані лесові породи переважають на півночі області, а найважчі (лесовидні глини й суглинки) — на півдні, де звичайно приурочені до низів розрізів потужних вододільних лесів. З просуванням на південь змінюються й інші характеристики: зростає вміст легкорозчинних солей, збільшуються пористість і просідання, ростуть потужності від перших метрів на півночі



Рис. 9.2. Схема розповсюдження лесів на території Європи.
(За Мурзаєвою В. Є., 1988 р.)

Області: 1 — суцільного розповсюдження лесових порід; 2 — фрагментарного розповсюдження переважно лесовидних порід; 3 — потужність у метрах.

до десятків, місцями до 100-150 м, на півдні. Тут же, на півдні, спостерігається циклічність будови лесової товщі, у розрізах якої чергуються типові леси, лесовидні суглинки й захоронені ґрунти.

Залежно від агента переносу виділяються еолові, еолово-делювіальні, делювіально-пролювіальні, алювіально-пролювіальні та інші леси та лесовидні породи. З них на території Європи переважають еолові та еолово-делювіальні. Вік утворень переважно пізньоплейстоценовий, так як саме в холодний та сухий періоди останнього зледеніння склалися найбільш сприятливі кліматичні умови для виносу й нагромадження пилюватих часток. Більш древні лесові породи зустрічаються рідше, головним чином у захороненому стані.

Пояс поширення лесових порід являє собою сполучення окремих їхніх масивів й островів, котрі, збільшуючись у розмірах із заходу на схід і північний схід, поступово утворюють єдиний покрив (рис. 9.2). У їхньому поширенні також фіксується зональність: зовсім немає лесів у зоні I, значні їх площі розташовуються в зоні II, нарешті, величезні лесові простори зосереджені в зоні III, точніше в її північній перигляціальній частині (підзона III-A). Невеликі масиви лесових порід зустрічаються в підзоні III-B, а також в області IV.

Еолові відклади представлені скупченнями пісків, найбільші площі котрих характерні для підзони III-A, де вони часто парагенетично пов'язані із лесами. Значні піщані масиви розташовуються також у підзонах I-B, III-B і в області IV, де формування еолових відкладів було пов'язане з перевітанням піщаних воднольодовикових та морських наносів.

Еолові піски в цілому характеризуються одноманітним складом, гарною обкатаністю зерен, високим ступенем сортування й шаруватістю (від субгоризонтальної до косої та перехресної). Вони утворюють різні форми рельєфу: дюни, гряди, пагорби, бархани та їх поєднання. Потужність пісків звичайно до 10 м, рідше — 20-30 м, максимальна — 100 м.

9.4. Морські відклади

Морські осадки узбереж розвинуті в основному у від'ємних тектонічних структурах: на півночі — у Біломорсько-Балтійській та Північноморській (підзона I-B), на півдні — у Середземноморській, Чорноморській і Каспійській западинах (область IV). На фор-

мування морських відкладів побічно впливає й кліматична зональність, з якою зв'язаний тип вивітрювання, а відповідно, й крупність уламкового матеріалу. Наприклад, на узбережжі Північної Європи в цілому переважають гравійно-галечниково-піщані осадки, що пояснюється надходженням переважно грубого матеріалу із суші внаслідок домінуючих процесів фізичного вивітрювання й за рахунок перемиву моренних товщ.

У підзоні І-А морські осадки характеризуються невеликою потужністю (10-15 м) й перевагою пісків з домішкою гальки, гравію, щебеню, галечників з валунами, рідше — алевритів. В Ісландії серед морських пісків відзначаються прошарки з попелу та брекчіївидних щільних глин.

У підзоні І-Б, на берегах Білого й Балтійського морів, морські середньоплейстоценові відклади представлені переважно суглинками, глинами, мулами, гравієм, рідше — галечниками. Останні типові для нижніх частин розрізу. Післяльодовикові мілководні осадки характерні для Північного моря, це малопотужні мулисто-глинисті відклади, що утворюють засолені простори — марші. У Балтійському морі в той же час накопичувалися пілуваті супіски, суглинки, глини із прошарками піску, іноді торфу; потужність 20-30 м. Наймолодші балтійські відклади, що складають берегові вали, це піски з прошарками супісків, суглинків, глин, загальною потужністю 1-3 м. Післяльодовикові утворення узбереж Білого й Баренцевого морів представлені глинами, рідше — суглинками, піски характерні лише для базальних горизонтів; потужності від декількох метрів до 40 м у западинах.

Південне узбережжя Європи (область IV) відрізняється незначною роллю грубих наносів, оскільки за переваги процесів хімічного вивітрювання в берегову зону надходить в основному глинистий матеріал. Специфіка клімату обумовлює тут швидку літофікацію порід на узбережжі завдяки їх цементації карбонатними й залізистими розчинами. Витримані, в основному тонкого складу осадки обумовлюються також спокійною обстановкою прибережного осадконакопичення з відносно слабкими штормовими впливами. У зв'язку із зануренням більшої частини території морські наноси часто залягають нижче рівня моря, перекриваючись більш молодими четвертинними утвореннями. У розрізі морського плейстоцену відзначаються осадки декількох трансгресій.

Нижньоплейстоценові бакинські відклади на прикаспійських низовинах залягають у захороненому стані, а на схилах Кавказу — на терасах з абсолютною висотою 200-300 м. У складі осадків сильно дислоковані тонкошаруваті глини й алеврити із прошарками озалізненних алевритів і пісків, що включають черепашки молюсків. Потужність у середньому становить 200 м, а на ділянках опускання — 500-600 м. На периферії западини та на позитивних структурах розвинуті конгломерати, галечники, черепашники, піски потужністю до 30-50 м. Серед глин поблизу Кавказу відзначені прошарки вулканічних попелів і брекчій. Стратиграфічні аналоги описаних товщ у Чорноморській западині — чаудинські відклади потужністю 10-15 м, представлені в нижній частині розрізу пісками, глинами, галечниками, а у верхній — прибережними вапняками-черепашниками.

Середньоплейстоценові осадки Каспійської западини представлені нижньохазарськими глинами, алевритами, рідше — пісками потужністю до 300 м. На Кавказькому узбережжі розвиток отримали конгломерати та вапняки-черепашники того ж віку, що складають тераси абсолютною висотою 140-170 м. Евксіно-Узунларські відклади Чорноморського узбережжя лежать на терасі висотою 60 м і складаються із пісків, піщаників, вапняків-черепашників, конгломератів потужністю від 1-3 до 25 м.

Серед верхньоплейстоценових (верхньохазарських і хвалінських) прибережних відкладів Каспійської западини переважають вапняки-черепашники й конгломерати, у верхах розрізу — піски й галечники. Абсолютні висоти пізньохазарських терас — 130-120, 100-105 і 80-85 м, хвалінських — 46-48, 34-36, 28-30, 20-22, 14-16 і 4-6 м. Потужність верхньоплейстоценових осадків на терасах 1-3 м, у западинах — 50-100 м. У Чорноморській западині карангатські та новоевксінські глини з пісками потужністю 2-5 м складають терасу 12-14 м. Сучасні відклади тут складаються з черепашників, пісків, глин аналогічної потужності, максимум до 30-40 м на західному узбережжі Каспію.

Загальна потужність плейстоценових морських утворень у Каспійській западині перевищує 1500 м. Звертає на себе увагу велика різниця висотного положення морських осадків у тектонічно активних структурах. Так, на південному-сході Кавказу підшва бакинських відкладів піднята на 300 м над рівнем Каспійського

моря, а в Куринській западині вони лежать на глибині 1800-1900 м.

Льодовиково-морські відклади сформувалися в результаті взаємодії льодовиків і моря. Основною особливістю відкладів цього типу є наявність грубоуламкового моренного матеріалу, що надходить у результаті його витоплювання з льоду при виході кінцевих морен на мілководдя, а також у результаті айсбергового розносу. Льодовиково-морські нагромадження особливо характерні для областей, де льодовики спускалися в морські басейни (підзона І-Б).

Найбільш древні з них, середньоплейстоценові, залягають у захороненому стані. В основному це піщано-глинисті утворення (від дуже однорідних глинистих різновидів до погано відсортованих, з валунами й галькою), що мають мореноподібний вигляд. У розрізах є прошарки та лінзи піщаного і гравійно-галькового матеріалу. Максимальна потужність (більше 150 м) характерна для тектонічно опущених ділянок і захоронених долин. На вододілах потужність звичайно не перевищує 30-40 м. Раніше ці відклади вважались мореною, однак геохімічні показники, аналогічні отриманим для морських донних наносів, дозволили встановити їхній льодовиково-морський генезис.

Верхньоплейстоценові льодовиково-морські утворення представлені чергуванням морських тонкошаруватих мулисто-піщано-глинистих осадків з валунними глинами. У морських відкладах також присутні валуни. Місцями помітні фаціальні переходи морських осадків у льодовикові. Своєрідний комплекс пізньольодовикових глин сформувався в глибоких фіордах, на віддалі від фронту льодовика. Глинисті частинки виносились мутними талими водами з-під льодовика й осідали у воді на деякій відстані від нього, заповнюючи вузькі долиноподібні форми рельєфу. Потужність глин місцями досягає 50 м.

Сучасні валунні глини льодовиково-морського генезису, що містять морську фауну, встановлені на берегах Ісландії, Шпіцбергена, Землі Франца-Йосифа, Нової Землі, де вони залягають на абсолютних відмітках біля 140-150 м за рахунок гляціоізостатичного підняття. Характерні риси цих глин — слабка ущільненість, менший вміст уламкового матеріалу в порівнянні з типовими моренами й перешарування з морськими осадками. У низах розрізу переважають шаруваті глини з великою кількістю

піску й конкрецій, у верхах — намули з малопотужними прошарками тонкозернистих пісків та мулистих глин. Загальна потужність, як правило, до 20 м.

Це один різновид сучасних льодовиково-морських відкладів айсбергів, який вивчений на Шпіцбергені. Це пластичні суглинки та глини з невеликим вмістом валунів і гальки, з загальною потужністю поверх 20 м.

Алювіально-морські відклади — це утворення дельт, лиманів, естуаріїв, де перешаровуються алювіальні та морські товщі мінливого літологічного складу, що містять морську й континентальну фауну.

У підзоні І-Б переважає комплекс пізньоплейстоценових естуарієво-морських відкладів, представлений у підшві чергуванням глин, мулів та малопотужних грубозернистих осадків, а у верхах розрізу — косошаруватими пісками й піщано-гравійно-гальковими наносами. У захищених від моря затоках розвинуті тонкозернисті відклади. Потужність естуарієвих морських осадків становить 10-25 м, іноді до 60 м.

Для області ІV характерні дельтові осадки різноманітного складу. Відклади пізнього плейстоцену та голоцену представлені тут чергуванням глин, суглинків, супісків, пісків, алевритів, мулів, алевритистих глин і лінз гравійно-галькового матеріалу. У верхній частині розрізу переважають глинисті породи, а в нижній — піщані. У сторону моря матеріал стає більш тонким й однорідним. Для Чорноморського басейну характерні лиманні відклади, які виповнюють затоплені морем річкові устя. У районах сучасного вулканізму в розрізах мореноалювію з'являються прошарки туфів. Поблизу гір, в основі товщі морських пісків, залягають гальково-валунні флювіальні нагромадження. У цілому потужності алювіально-морських осадків в області ІV змінюються від 30 до 300 м.

9.5. Вулканічні утворення

На площі субконтиненту виділяються три області розвитку вулканогенних неоген-четвертинних утворень: Центрально-Європейська, Ісландська та Середземноморсько-Кавказька.

Центрально-Європейська область вулканізму включає Центральне плато Франції, Рейнські Сланцеві гори й масив Богемський

Ліс. Лави Центрального плато представлені базальтами, базанітами, гавайїтами, муджіерітами, трахітами, трахіандезитами, ріолітами. У підшві розрізу залягає лужна, переважно базальтова пліоценова серія, а вище — “великий покрив ріолітів”, що утворився близько 2,5 млн. років тому. Пізніше (2,1-1,6 млн. років) накопичувалися продукти насиченої серії (посткальдерні трахітові пемзи, трахіандезити, ріоліти), які замінюються за простяганням фонолітами, тефрітами, гавайїтами недонасиченої серії. Приблизно 0,85 млн. р. т. утворилися верхні трахіти, андезити, пемзи другої трахітової серії. Останні проявлення трахіандезитового вулканізму відносяться до періоду 0,3-0,24 млн. р. т. Молоді базальтові потоки сформувалися в період 156-35 тис. р. т.

У Рейнських Сланцевих горах, в масиві Ейфель, де виявлено близько 500 центрів пліоцен-четвертинних вивержень, переважали лави базанітового й нефелінітового складу; характерною рисою тут є мааровий вулканізм. Найбільш древні вулканіти, віком в 2,0-0,6 млн. років (головної фази), розповсюджені на заході. Більш молоді поля, — 0,7-0,2 млн. років, — на сході. Проявлення маарового вулканізму відносять до періоду 36-6 тис. років тому, а продукти його представлені базальтовими бульбашковими лавами, пірокластами, що складають конуси погаслих вулканів і вали маарів.

У масиві Богемський Ліс пліоцен-четвертинні ефузивні складаються із трахітів, трахібазальтів, нефелінітів, тефритів, базальтів віку 3,5-0,8 млн. років. Наймолодші лавові потоки перекривають флювіальні відклади, датовані часом 180-145 тис. р. т.

Ісландська область розвитку вулканітів розташовується в Серединно-Атлантичній зоні рифтогенезу. Характерна її особливість перешарування ефузивних й осадових порід. Найбільш древня товща (3-0,7 млн. років) потужністю до 60 м представлена базальтами із прошарками тилітів. Вище розташовується товща (потужністю до 300 м) із перешарування подушкових лав, вулканічних брекчій, алювіальних, озерних і морських відкладів, які мають вік 0,7-0,02 млн. років.

Верхньоплейстоценові вулканіти — це потоки базальтів, потужністю в кілька метрів, розділені прошарками тилітів. Постгляціальні ефузивні породи представлені лавами; експлозивні — подушковими лавами та гіалокластами. Для області сучасного

зледеніння Ісландії характерні потужні гляціально-вулканічні уламкові потоки, що складаються із суміші вулканічного матеріалу, піску, глини, уламків порід та осколків льоду.

У Середземноморсько-Кавказькій області четвертинні вулканіти розвинуті на Апеннінському півострові та прилеглих островах, у Карпатах і на Кавказі. На Апеннінах вулканіти мають вік від 0,9 млн. років до наших днів. Біля Риму вони представлені трьома серіями порід: трахіфонолітовою (попелові потоки), калієвою основною лавою (потоки, конуси, пірокласти), трахібазальтовою (потоки, конуси). Продукти виверження діючих вулканів (Везувію, Стромболі, Етні й Санторіні) складаються з попелів, лапілі, лавобрекчій, що перемежуються з потоками лав, близьких за складом до олівінових базальтів та андезитів. У лавях Сицилії встановлені пуджеріти і гавайїти.

У Карпатах розвинуті потоки четвертинних базальтів, перекриваючих річкові тераси середнього рівня.

На Малому Кавказі лавові потоки переважно андезитові, рідше — андезито-базальтові. Час виливів їх — ранній та пізній плейстоцен. Потоки лав звичайно розділені прошарками брекчій, туфів, галечників. У центральній частині Великого Кавказу четвертинні лави представлені в основному андезито-дацитами. На Вірменському нагір'ї потужні (до 500 м) вулканічні покрови складаються з базальтів, андезито-базальтів, ліпарито-обсидіанових порід. Потужність лавових потоків у середньому 3-5 м. Вік кислих різновидів порід 1-0,3 млн. років, основних — від 2,5 млн. років до низів голоцену включно.

З характеристики четвертинних відкладів Європи видно, що їхнє поширення в ранзі генетичних рядів підкоряється певним закономірностям, обумовленим неоднорідністю структури, фізико-географічними умовами й особливостями палеогеографічного розвитку, пов'язаного з неотектонічними рухами та обширним плейстоценовим зледенінням. Ця залежність відображається й у сумарній потужності четвертинних відкладів, неоднакової у виділених вище зонах та областях. У межах території, яка покривалася льодовиком (у підзоні I-A), потужність їх у середньому становить до 20 м, рідко — більше. Південніше, в підзоні I-B, яка зазнала новітніх занурень,

потужність її різко зростає (наприклад, в Данії та на півночі Німеччини — до 300м). У підзоні I-B та в зоні II потужність четвертинного покриву зазнає сильного коливання — від 10-30 до 200-300 м, причому максимальна вона в древніх долинах, в зонах крайової льодовикової акумуляції і біля виступів корінного рельєфу, в крайових частинах котрих відбувалося розвантаження уламкового матеріалу. У цілому четвертинний покрив льодовикової області в розрізі являє собою лінзовидне тіло із середніми потужностями 5-10 м біля південно-східної та північно-західної границь і 40-50 м в зоні максимальної акумуляції.

Південніше, в зоні III, четвертинні відклади поширені з переривами. У підзоні III-A величезними потужностями флювіальних осадків відзначаються лише крупні западини (наприклад, Панонська — до 500 м) та древні долини — до 100- 200 м. Значні в цій підзоні потужності також лесів (десятки метрів), а максимальні їх значення (більше 100 м) поширені на плато, високих терасах і в пониженнях древнього рельєфу. У підзоні III-B та в області V четвертинні відклади фрагментарні і малопотужні, за винятком крупних западин і ділянок акумуляції гірських льодовиків. В області IV четвертинні морські відклади залягають в основному нижче рівня моря. Що стосується прибережної зони, то потужні їх товщі фіксуються лише в устях рік та на тектонічно опущених ділянках. Максимальні потужності морських осадків (до 1500 м) характерні для рівнин Прикаспію.

Запитання для самоконтролю

1. Поширення льодовикових відкладів у Європі.
2. Поширення флювіогляціальних (водно-льодовикових) відкладів у межах Європи.
3. Розповсюдження озерно-льодовикових відкладів у Європі.
4. Водно-континентальні (алювіальні) утворення в межах Європи.
5. Озерні накопичення осадків на території Європи.
6. Еолові відклади. Леси і лесові породи в Європі.
7. Морські осадки узбереж Європи.
8. Льодовиково-морські відклади на території Європи.
9. Поширення алювіально-морських відкладів у межах Європи.
10. Прояви вулканізму в четвертинному періоді в межах Європи і розповсюдження їхніх осадків.
11. Як змінюються середні потужності четвертинних відкладів на території Європи?

10. ЧЕТВЕРТИННІ ВІДКЛАДИ УКРАЇНИ

Антропогенові відклади на території України (рис.10.1) мають майже повсюдне поширення. Про них уже неодноразово згадувалось у розділі 5, але там мова йшла про епізодичні випадки.

Генезис четвертинних відкладів знаходиться в прямій залежності від прояву тектонічних процесів і дії екзогенних факторів.

Протягом четвертинного періоду відбувалися різної інтенсивності тектонічні рухи земної кори. Практично вся територія України, за винятком вузької берегової смуги в Причорномор'ї, зазнала підняття. На ділянках з найвищою швидкістю підняття (Придністров'я, Донецька височина, Кримські гори і Українські Карпати) виник дуже розчленований рельєф з повним набором річкових терас у долинах. Невеликі підняття, що змінювались опусканнями на території Придніпровської і Причорноморської низовин, зумовили формування зниженої рівнини з незначним розчленуванням.

Одна з найхарактерніших рис антропогенового періоду — загальне похолодання клімату Землі з чергуванням фаз похолодання і потепління. Фази похолодання в середніх широтах Північної півкулі супроводжувалися утворенням великих льодовикових покривів. Зледеніння змінювалося міжльодовиків'ями, коли повністю зникав льодовиковий покрив, зона лісів просувалася далеко на Північ, клімат був близьким до сучасного. За максимального дніпровського зледеніння на території України льодовик просунувся по долині Дніпра майже до широти сучасного міста Дніпропетровська. З розвитком цього зледеніння, південніше нього утворилась так звана перигляціальна зона, в якій поєднувались ознаки степу, лісостепу і тундри. В цьому холодному степу, південна межа якого сягала підніжжя Кримських гір, існувала своєрідна холодостійка фауна (мамонт, шерстистий носоріг, північний олень, вівцебик, песець, полярна куріпка та ін.).

Консервація величезних об'ємів води в льодовикових покривах зумовила різке зниження рівня океану і оголення великих площ шельфу, на яких встановлювались континентальні умови

осадкоутворення. Максимальне зниження рівня океану (120-130 м) припадає на останнє зледеніння. У цей час шельф Чорного моря являв собою прибережну низинну рівнину. У міжльодовикові етапи рівень океану був близьким до сучасного або навіть дещо перевищував його. Тобто відбувались неодноразові зміни рівня океану, які дістали назву гляціостатичних коливань. Близько 10 тис. років тому льодовик остаточно зник з території Європи, почалася нова, післяльодовикова епоха (голоцен), яка триває й досі. За цей час клімат став значно теплішим, океан досяг сучасного рівня. Одночасно встановлено, що на фоні загального потепління 5-6 тис. років тому спостерігався своєрідний кліматичний оптимум, тобто клімат був дещо теплішим, ніж сучасний.

Протягом четвертинного періоду сформувався своєрідний покрив антропогенових відкладів, серед яких найпоширенішими є: лесоподібні породи і леси; льодовикові і водно-льодовикові відклади; давній і сучасний алювій; озерні та болотні відклади; морські відклади; делювій і елювій у різному поєднанні.

Серед них чільне місце займають континентальні антропогенні утворення, представлені переважно наступними генетичними типами: льодовиковим (власне льодовикові, водно-льодовикові та озерно-льодовикові), алювіальним, еолово-делювіальним і елювіально-делювіальним. Морські осадки мають незначне поширення.

Антропогенові породи на території України мають нечітке зональне поширення. В цілому, рухаючись з півночі на південь, спостерігається зміна відкладів льодовикового генезису на безкарбонатні та слабо-карбонатні суглинки, які далі на південь переходять у карбонатні та висококарбонатні лесоподібні суглинки і леси, а вздовж узбережжя морів останні змінюються морськими відкладами. Алювіальні, елювіально-делювіальні та пролювіальні відклади мають азональне поширення.

Континентальні відклади розповсюджені в Дніпровсько-Донецькій западині та на території Українського кристалічного щита за віком вважається що накопичувались починаючи з другої половини неогену і на протязі цілого антропогену. Представлені вони товщами піщано-глинистих порід. У Причорноморській западині, починаючи з еоплейстоцену (нижнього плесотцену) і до наших днів, накопичувались як морські, так і континентальні осадки.

Потужність їх переважно коливається від декількох до 20-40 м, а в районах тектонічних опускань — до 100 м (понижся Дунаю). Менш потужні вони в гірських районах і на височинах (від десятків сантиметрів до декількох метрів).

В акумуляції четвертинних покривних льодовикових відкладів нинішньої України головну роль відіграли тільки два наступи льодовика — дніпровський (риський) і поліський (вюрмський), між якими був довгий період розмиву.

Дніпровський льодовик відклав товстий комплекс порід від грубого валунного матеріалу до лесу. Саме під час цього зледеніння відклалися лесові породи з похованими ґрунтами. Останні утворювалися при затримках акумуляції лесового матеріалу, викликаних пульсацією розвитку самого льодовика і незначною міграцією його краю. Ці перерви були недовгі. У розвитку дніпровського льодовика визначається одна фаза відступу, сліди якої залишилися в моренах лінії Мозир — Чорнобиль — Гомель і яка, очевидно, збігається з утворенням кінцево-моренового пояса Варта — Вичегда. Самостійного значення в утворенні осадів ця фаза не має.

Вплив поліського льодовика на утворення відкладів на території України не дуже значний: він позначився тільки в областях, що їх займали талі льодовикові води на Поліссі, та в долинах річок, де тоді відбувалася посилена акумуляція уламкового матеріалу.

Відклади епохи дніпровського, або риського, льодовика винятково поширені на території України. Для більшої частини її вони є покривними, відсутні тільки на найвищих частинах рельєфу й заміщені в річкових долинах молодшими відкладами.

Дніпровський комплекс за генетичними ознаками можна поділити на окремі типи — лес і лесоподібні породи, морена, флювіогляціальні відклади. Дніпровський комплекс залягає в межах вододільних ділянок та низовинних частин поверхні на червоно-бурій глині, а коли її нема — на дочетвертинних відкладах. У приморському терасовому районі та на найдавніших річкових терасах в основі дніпровських відкладів лежать верстви, що почали відкладатися перед наступом дніпровського льодовика, а закінчився цей процес з початком його стаціонарної фази.

Відклади поліського (вюрмського) льодовика поширені тільки в північній, поліській частині України і вони є покривними породами. Лише по долинах найголовніших річок ці відклади спускаються

на південь від району суцільного їх розташування. Найчастіше це дрібнозернистий, більш-менш глинистий пісок, який іноді замінюється лесоподібним суглинком або лесом. Товщина поліського комплексу звичайно дорівнює 2-3 м, але іноді збільшується до 7 м, а в межах річкових долин часом досягає 25 м.

Цей комплекс складається з відкладів талих льодовикових вод, які періодично затоплювали великі площі і утворювали тимчасові басейни-розливи, не встигаючи стікати річковими долинами. У результаті вдруге відбувалось накопичення осадків за часів поліського льодовика, при чому в період між дніпровським і поліським зледенінням встигли виробитися уступи найдавніших терас річок північного Причорномор'я. У межах річкових долин поліські відклади утворюють безлесово піскові і лесові тераси, що мають гіпсометрично однакові рівні. На таких терасах лесоподібні суглинки поступово переходять у покривні піски безлесової тераси. Найяскравіше це видно на терасах Десни, Середнього Дніпра і Бугу. Закономірність ця затушовується в місцях, де піски безлесової тераси нагромаджені в дюни, що дуже поширені по всьому Поліссі. Материкові дюни на Поліссі розташовані переважно поблизу річкових долин і на вузьких вододільних просторах. Утворювалися дюни під час відступу і після відступу поліського льодовика. Літологічний склад порід поліського льодовикового комплексу неоднаковий: тут є породи від піщано-галькових відкладів до тонких лесоподібних суглинків. Більше поширений дрібнозернистий з горизонтальною або діагональною шаруватістю пісок.

Найдавнішим елементом четвертинної системи вважається червоно-бура глина. Залягає вона на відкладах різного віку від докембрію аж до куюльницького ярусу включно. Наявність палеонтологічно схарактеризованих верхньопліоценових відкладів в основі червоно-бурої глини вказує на постпліоценовий її вік. До червоно-бурих глин відносять породи змінного літологічного складу і кольору. Основними рисами глини є інтенсивний червоно-бурий або жовтувато-бурий колір, значна пластичність, наявність численних і великих вапнякових конкрецій та включень окремих кристалів гіпсу. Так само часто в червоно-бурій глинні доводиться натрапляти на залізорудні бобовини розміром до 5 мм. Усі ці включення є епігенетичними (вторинними) утворами. Товщина

червоно-бурих глин дуже неоднакова; звичайно вона не перевищує 7-10 м. Червоно-бурі глини поширені в Україні на великій площі. Вони суцільною верствою лежать в основі четвертинних відкладів у межах Дніпрово-Донецької і Причорноморської западин. В Азово-Подільській кристалічній смузі бачимо червоно-буру, сірувато-буру й жовтувато-сіру різновидності глини, яка залягає не суцільною верствою, а у вигляді окремих більших чи менших плям, уцілілих від розмиву. На найвищих частинах Подільського плато й на Донецькому кряжі червоно-бурої глини немає. На схилах підвищень у названих районах зустрічаються червоно-бурі суглинки, що зовні нагадують червоно-буру глину, але є елювіально-делювіальними відкладами молодшого віку. В.Г.Боднарчук вважав, що червоно-бурі глини є дольодовиковими осадками.

Льодовикові відклади включають власне льодовикові, або моренні (несортовані уламки корінних порід, валунні глини, суглинки, супіски), поширені в межах давніх зледенінь; водно-льодовикові (піски, галечники, супіски, суглинки, глини), які залягають над і під мореною, а також утворюють окремі форми рельєфу (ками, ози, зандри тощо); озерно-льодовикові з характерними для них суглинками, супісками, строкатими глинами, торфами.

Як уже згадувалось, на території України виявлено морену двох зледенінь. Морена поширена на значних площах території Поліської низовини, Подільської височини, Придніпровської височини та Придніпровської низовини. Південна межа поширення льодовикових відкладів проходить біля міста Дніпродзержинська. Товщина льодовикового комплексу порід змінюється від кількох до 20-30 м, зрідка до 100 м. До льодовикових утворень належать також численні гляціодислокації та гляціовідторженці, поширені в крайовій зоні дніпровського льодовика. Льодовикові та водно-льодовикові антропогенові відклади утворюють моренні й моренно-зандрові рівнини Полісся. У міжльодовиків'я нагромаджувались субаквальні глини, супіски, піски, торфи, гітія загальною потужністю до 5-10 м.

Серед льодовикових відкладів є дуже поширеними валунні утворення. Південна межа моренних валунних пісків і суглинків проходить у такому напрямі з північного заходу на південний схід: від міста Володарська-Волинського на Житомир, далі до Дніпро-

дзержинська, а ще далше на північний схід у напрямі Кобеляк, Гадяча, Шепетівки і за межі України.

У межах розташування льодовикових відкладів морена залягає суцільною верствою і вистилає всі форми рельєфу, крім річкових долин з їх наймолодшими терасами, де вона відсутня. Фронтальні морени мають обмежене поширення. Окремі моренні горби заввишки 20-30 м відомі біля ряду сіл Житомирської області. Зокрема горби валунного матеріалу з ознаками кінцевих морен виявлені біля сіл Придубіївки, Струцівки, а також у басейні р. Свинолужки. Ознаки кінцево-моренового краєвиду відомі в районі Чорнобиля. Моренні утворення складені важким, щільним, суглинком, рідше — глинистим піском, завжди з численними валунами кристалічних порід; колір суглинку палевий, жовтувато-палевий або бурий. Мінералогічний склад морени цілком тотожний із складом лесу. Механічний склад її надзвичайно мінливий: власне, не можна знайти два близьких відслонення, в яких морена була б тотожна.

Флювіогляціальні (водно-льодовикові) відклади мають більшу площу поширення. На заході вони доходять до долини Бугу. На півдні флювіогляціальні відклади заходять за вододіл Інгула й Інгульця з Дніпром і по їх долинах тягнуться далеко на південь. На сході флювіогляціальні відклади зовсім непомітно переходять у лес, так само як і морена. Якщо флювіогляціальні відклади у долині Дніпра мають товщину до 39 м, то на вододілах вона значно менша і вимірюється кількома метрами.

Осадки утворені від талих льодовикових вод, що мали достатню силу для перенесення грубоуламкового матеріалу, знайшли досить широке розповсюдження по площі, крім того їх можна побачити як під моренними, так і над ними. Товщина підморенового флювіогляціалу на вододільних ділянках не перевищує кількох метрів; на правобережжі Дніпра вона трохи більша, ніж на Лівобережжі. В останньому районі флювіогляціальні відклади літологічно не відрізняються від лесу. Надморенні відклади є всюди. Товщина їх незначна. Вони поступово переходять у морену або залягають на розмитій її поверхні. У межах річкових долин флювіогляціальні відклади досить потужні. Залягають вони тут безпосередньо на корінних дочетвертинних породах або перекривають давні алювіальні відклади, в які поступово

переходять. Часто річкові долини є виповнені флювіогляціальними відкладами. У найбільш понижених частинах давніх річищ осідали грубоуламкові відклади з численними валунами різних порід. У більш підвищених місцях утворювалися тонкозернисті відклади, що мають лесоподібний склад і переходять у лес. Такі ж особливості щодо механічного складу мають передльодовикові флювіогляціальні відклади. У межах Правобережної височини, в місцях, де кристалічні породи значно підіймаються, передльодовиковий флювіогляціал представлений пісько-гальковими відкладами. Найкраще вони просліджуються на вододілі Бугу — Прип'яті — Дністра. Тут поширені середньозернисті кошоверствуваті, слабглинисті піски з заокругленою галькою різних порід, близько 1-1,5 см у діаметрі.

Механічний склад флювіогляціальних відкладів у цілому мінливий.

Механічний склад змінюється досить закономірно. Так на Правобережжі льодовик, натрапляючи на перешкоди, більш-менш довго затримувався і нагромаджував горби фронтальних морен. Зовні від цих морен розвивалися зандрові поля, де утворювалися описувані відклади. У міру відступу краю льодовика тут почали осідати тонкозернисті породи і лес, що перекривають флювіогляціал Дніпровського, Бузького і Дністровського вододілів. На Лівобережжі Дніпра край льодовика розтікався серед рівнинних просторів з осадовими породами, через що губився між власними виносамі і нагромаджував тонкозернистий матеріал, не утворюючи морен.

Озерно-льодовикові породи поширені переважно на Поліссі і сформовані найчастіше у заглибленнях залишених виорювальною діяльністю льодовиків. Типовими для озерно-льодовикових осадків є стяжкові утворення, складені із чергування тонких прошарків глин і алевритів, пов'язаних із сезонними осадконакопиченнями в закритих водоймах. Тут зосереджена також найбільша кількість торфових покладів.

Леси. За межами дії льодовика формувалася перигляціальна зона, так званий холодний степ, де утворювались леси — своєрідний комплекс еолово-делювіальних антропогенових відкладів, для яких у південній та центральній частині України характерний покривний,

а в північній — локальний (острівний) тип залягання.

Потужність їх на низинах коливається від 10-15 до 50-60 м, а на височинах — від десятків сантиметрів до 10-15 м, зрідка більше. Літологічний склад лесів змінюється зонально з північного-заходу на південний схід.

Лесова товща перешаровується горизонтами викопних ґрунтів, які формувалися у міжльодовиків'я плейстоценової епохи. Лесові породи вкривають близько 70% всієї території України і є основою сучасного ґрунту. Вони поширені на лесових рівнинах, більшості річкових і морських терас, а також на значній частині шельфу північно-західної частини Чорного моря, де їхня потужність — від кількох до 30-50 м.

Лесу в звичайному розумінні нема тільки на Донецькому кряжі і на високих ділянках Поділля. Тут він заміщується делювіальними відкладами, які ззовні нагадують леси, але це пористий палево-жовтий суглинок. Практично відсутні леси на більшій частині Полісся та в горах. Товщина лесового покриву неоднакова: найзначніша вона на території Лівобережної та Причорноморської низовин, де досягає 28-30 м, а максимальна товщина, поверх 47 м. У межах Дніпровсько-Донського вододілу, а також Правобережної височини вона набагато менша (не більше 6-11 м). Така ж товщина лесу і на Придніпровській частині Азово-Подільської кристалічної смуги. Тут спостерігається певна закономірність: чим далі від краю льодовика, тим товщина лесу менша; у середньому вона на Правобережжі не перевищує 6-9 м. Там, де поверхня кристалічних порід знижується, товщина лесу досягає іноді 20 м і більше.

Колір лесу нерівномірний. Переважає палевий і блідно-палевий. Дуже поширені також лесові породи бурувато-палеві або бурі. У лесі спостерігають декілька сіро-палевих або темно-сірих смуг, які містять багато гумусу. Ці верстви виділено під назвою похованих ґрунтів, оскільки генетично вони являють давню поверхню вивітрювання. Число гумусових прошарків залежить від товщини лесового комплексу, тому вона особливо значна на Лівобережжі і в Причорноморській низовині, де товщина лесу велика. У лесі Придніпровської смуги і Дніпровсько-Донського межиріччя число похованих ґрунтів не перевищує двох.

Лес України завжди має в собі домішку гумусу. Подекуди кількість гумусу збільшується до 1% і тоді лес набуває сірувато-

палевого кольору. В гумусових верствах ("похованому ґрунті"), кількість гумусу інколи досягає 1,5%. Спостерігається також, що ближче до льодовикового краю і на контактах з мореною, яка вклинюється в лес, він більш записочений. Мінералогічний склад лесу одноманітний. Відмінний склад лесу і лесоподібних порід тільки в межах Донецького кряжу та Подільського плато.

Органічні рештки в лесі трапляються зрідка. Найчастіше це кістки землерій, іноді — великих ссавців. Порівняно частіше зустрічаються рештки молюсків. Дослідження черепашок викопних молюсків показало, що їх склад приблизно однаковий в усіх горизонтах лесу. Більшість молюсків були мешканцями прісних вод.

Значне поширення на території України мають алювіальні відклади, утворення яких пов'язане з русловими потоками. Встановлено, що формування алювіальної товщі кожної тераси відбувалося за міжльодовикового та льодовикового часу. Різна кількість терас пояснюється впливом тектонічних рухів: при піднятті території утворювались терасовані долини, їх уступи (наприклад, Дністра, Пруту та інших гірських річок), при стабільному положенні — терасові поверхні і прислонення, а при опусканні — накладання різновікових алювіальних товщ (понижся Дніпра, Дунаю).

Алювіальні відклади складають заплаву й шість-сім надзаплавних терас наших рік. У нижніх шарах терас вони представлені пісками й галечниками, у верхніх шарах — суглинками й супісками. Ці відклади в середній течії Дніпра та у Закарпатті утворюють обширні алювіальні рівнини, а в приустевій частині Дніпра — велику терасу-дельту. У передгір'ях виникли змішані — алювіально-пролювіальні відклади, котрі особливо широко розвинуті на північній-захід від Кримських гір. У передгір'ях Карпат також практично на всій території мають поширення алювіальні терасові відклади як високого, так і середнього рівня і тільки безпосередньо неподалік від русел — тераси нижнього рівня. Останці вказаних терас на сьогодні сильно еродовані делювіально-пролювіальними процесами.

Алювіальні річкові відклади, пов'язані із льодовиковою діяльністю, розташовані в межах річкових долин, де вони утворюють річкові тераси високого і середнього рівня.

Давні алювіальні відклади поширені в більшості річок України, часто вистеляють їх давнє ложе. Товщина алювію завжди

досить потужна, зокрема в басейні Прип'яті вона коливається від 9 м до 27 м.

На Дніпрі відслонення з алювію цих терас можна зустріти тільки на Канівщині й подекуди на Нікопольщині. Літологічний склад алювію неоднаковий: здебільшого він складається з білого перебитого піску, рідше — лесовидних суглинків і глини. Колір переважно світло-жовтий, жовтувато-сірий, блакитний. Характерна для цих відкладів коса шаруватість. Давні алювіальні відклади дуже поширені в пониззі Прута та Дунаю. Тут вони представлені піщано-гальковими породами, а найкраще описані на узбережжі лиману Ялтух.

Алювій терас середнього рівня має також досить значні потужності. Де ці відклади пройдені свердловинами на всю їх товщину, то сягають до 25 м (місто Одинці). Алювій названих терас поступово переходить у флювіогляціальні відклади льодовика, талі води якого, стікаючи в долини, відклали тут багато винесеного піщаного матеріалу. Піски цих терас зверху часто бувають перевіяні і нагромаджені у великі кучугури. Піски, перевіяні вітром, виявляють досконалішу відсортованість. У піску дюн частки понад 0,25 мм діаметром становлять близько 80%, частки розміром 0,25-0,05 мм — близько 20%. Колір алювіальних відкладів мінливий; здебільшого вони забарвлені в світло-жовтий, світло-сірий, жовтий і в близькі до них тони. Забарвлення змінюється як горизонтально, так і в розрізі. Органічні рештки в них зустрічаються досить часто і представлені черепашками молюсків.

Післяльодовикові й сучасні алювіальні відклади. Післяльодовикові й сучасні алювіальні відклади розвинені в межах сучасних заплавних і першої надзаплавної тераси. На Поліссі вони непомітно переходять у відклади поліського комплексу. У межах заплав найбільше поширені піски й суглинки, рідше зустрічаються піськово-галькові відклади, болотна руда й лучний мергель, торфи. Забарвлення відкладів одноманітне, найчастіше — світло-сіре і сірувато-жовте. Наверствування неправильне: часто спостерігається коса верстуватість. У верхній частині відкладів бувають горизонтальні бурі смуги завширшки 1–2 см. У межах Дніпровсько-Деснянської заплави дуже поширені пухкі залізисті пісковики, що являють собою пісок, зцементований окисами заліза. Цікавою

особливістю заплавних відкладів багатьох терас є проверстки захороненого ґрунту. Цей “похований” ґрунт утворився в наслідок замулювання, під час розмивів, понижених частин заплав.

У гірських районах України, а також на вершинах і схилах височин, складених щільними дочетвертинними породами, переважно поширені елювіально-делювіальні антропогенні утворення, представлені щербенями, щербенистими суглинками й супісками, місцями лесовидними, із брилами щільних порід. Крім елювіально-делювіального походження накопичені тут утворення можуть бути також елювіальними, гравітаційними, пролювіальними і льодовиковими. Потужність антропогенних відкладів у горах невелика і звичайно рідко досягає декількох метрів. У міжгірських котловинах, долинах вона помітно зростає і може складати десятки метрів.

Морські антропогенні відклади поширені не тільки в Чорному та Азовському морях, а й на їхніх узбережжях, часто утворюючи морські тераси, які формувались у міжльодовиков'я. За час існування льодовиків рівень Чорного моря знижувався на 60–90 м, і тоді значні частини морського шельфу ставали сушею, на якій відкладалися леси та алювіальні відклади. Морські відклади також бувають поширені і в приустьєвих частинах декотрих річкових долин. Усі разом вони займають порівняно невелику площу вздовж узбереж.

У відслоненнях спостерігається тільки верхня частина названих відкладів. Підшва їх лежить на глибині близько 30 м нижче рівня моря. Дані відклади вистеляють поверхню розмиву, виробленого в корінних породах перед їх відкладенням. Це можуть бути косоверстуваті нерівнозернисті піски з численними рештками молюсків або зеленувато-блакитні і блакитно-сірі глини досить значної товщини. Між Скадовськом і Ново-Миколаївською згадані відклади вгорі переходять у лес і лесоподібні породи, де спостерігається один-два гумусових проверстки.

Сучасні морські відклади. Сучасні морські відклади виявлені тільки на вузьких смужках морського узбережжя. У більшості частин приморських районів тепер відчувається зниження місцевості і наступ моря на сушу. Тому на значній частині узбережжя морські хвилі безпосередньо підмивають берег; пляжу

тут практично зовсім нема. Підмивання підніжжя приводить до великих обвалів і відступу берегів. Відступ подекуди відбувається дуже швидко: наприклад, іноді спостерігається знищення старих шляхів, що в недалекому минулому проходили узбережжям, обвалювання і заглиблення під рівень моря могил і т. д.

В окремих місцях уздовж морського узбережжя простягаються неширокі сучасні тераси, що підіймаються на 1,5-2 м над рівнем моря. Тераси складаються з виносів, що їх викидають на берег морські хвилі: це переважно пісок, черепашки молюсків і детритусовий матеріал. У міру акумуляції цього матеріалу збільшується ширина тераси. Таким самим чином утворюються чисельні коси і стрілки; деякі з них досить далеко виступають у море. Коси утворюються там, де течії біля узбережжя круто змінюють свій напрям і силу. Тераси на морському узбережжі утворюються, де амплітуда коливних рухів на узбережжі незначна.

Дуже цікаві відклади сучасних лиманів. Вони сформувалися ще в час, коли річкові долини вперше були затоплені морем. Лимани відокремилися від моря уже у післяльодовиковий час, і від тоді закриті лимани дуже осолонилися. В усіх лиманах відкладається чорна грязь, що є лікувальним засобом, а в інших — ще й самородна сіль. Аналогічно при затопленні морем балок виникли Сиваші.

Дельтові відклади розвинені тільки на пониззі Дніпра. У Дніпра виявлена дельта сучасна і часу зледеніння. Давня дельта має вигляд трикутника з основою від гирла Дніпровського лиману до міста Каховки. Поверхня її вирівняна. Тільки поблизу сучасної дельти поверхня давньої дельти нерівна через численні нагромадження купчастих пісків. У східній частині пісковий покрив дельти заміщується покривом лесоподібних порід, що нагадує взаємодіювання покривних відкладів на річкових терасах. Товщина відкладів Дніпра в межах сучасної дельти невелика. Особливості наверствування тут такі ж, як і в межах давньої дельти. Від сучасної давня дельта відмежовується уступом заввишки кілька метрів. У межах сучасної дельти Дніпра поширені численні болота й торфовища, а іноді — солоні озерця з відкладами грязі на дні.

Серед інших генетичних типів антропогенових відкладів значне поширення мають елювіальні, делювіальні утворення, осадки озер, боліт, дельт. Антропогенові відклади є основою ґрунтів; вони

можуть служити мінеральною сировиною, вміщувати розсипища корисних копалин, а також водоносні горизонти.

Запитання для самоконтролю

1. Загальна характеристика поширення четвертинних відкладів в Україні та вплив неотектонічних процесів і природнокліматичних факторів на їх накопичення.
2. Найдавніші континентальні відклади кінця неогену і початку антропогену в Україні.
3. Поширення льодовикових і водно-льодовикових осадків у межах України.
4. Леси і лесовидні породи в Україні.
5. Алювіальні, алювіально-делювіальні і алювіально-пролювіальні осадки України?
6. Морські, лиманно-морські і озерні відклади четвертинної системи на території України.
7. Четвертинні відклади гірських районів України.

ВИКОРИСТАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Антропогеновые отложения Украины. — К., 1986.
2. Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. — М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1978. — С. 41–42.
3. Білоусько О.А. Україна давня. Євразійський цивілізаційний контекст: Посібник для вчителя. — К.: Генеза, 2002. — 272 с.
4. Боднарчук В.Г. Геологічна будова УРСР. — Київ—Харків: Радянська школа, 1947. — С. 223–247.
5. Боднарчук В.Г. Геологія України. — К., 1959.
6. Боднарчук В.Г. Лессовые комплексы юго-западной части Восточно-Европейской равнины. Материалы по четвертичному периоду Украины. — К.: Наукова думка, 1969. — С. 9–20.
7. Географічна енциклопедія України. — К.: Українська Радянська Енциклопедія ім. М.П. Бажана, 1989. — Т. 1. А — Ж. — С. 44–48.
8. Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвицький С.В. Ґрунтознавство з основами геології: Навчальний посібник. — К.: Оранта, 2005. — 648 с.
9. Заморій П.К. Четвертинні відклади Української РСР. — 1961. — Ч. 1.
10. Історія Української РСР / Голова редакційної колегії А.Г.Шевелєв. — К.: Наукова думка, 1977. — Т. 1. — Кн.1. — 443 с.
11. Кизевальтер Д.С., Раскатов Д.И., Рыжова А.А. Геоморфология и четвертичная геология. — М.: Недра, 1981.
12. Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А. Основы четвертичной геологии: Учебное пособие для вузов. — М.: Недра, 1985. — 174 с.
13. Коноплева В.И., Мурзаева В.Э., Сокольский А.М. Четвертичные отложения Европы и их зональные особенности / АН СССР. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. — М.: Наука, 1988. — №57. — С. 5–17.

14. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. — М.: Высшая школа, 1988. — 316 с.
15. Лукашев К.И. Геология четвертичного периода. — Минск: Вышэйшая школа, 1971. — 307 с.
16. Музылева С.А. (Под руководством). Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. — М.: Госгеолтехиздат, 1954. — С. 429–455.
17. Назаренко І.І., Польчина С.М., Дмитрук Ю.М. та ін. Ґрунтознавство з основами екології: Підручник. — Чернівці: Книги — XXI, 2006. — 504 с.
18. Полупан М.І., Соловей В.Б., Кісіль В.І., Величко В.А. Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України: Посібник МОіН України, МАП України. — К.: Колобіг, 2005. — С.47–61.
19. Полупан М.І., Соловей В.Б., Величко В.А. Класифікація ґрунтів України. — К.: Аграрна наука, 2005. — 300 с.
20. Природа Івано-Франківської області / Під ред. К.І. Геренчук. — Львів: Вища школа, 1973. — С. 25–32; 92–104.
21. Станко В.Н., Гладких М.І., Серєда С.П. Історія первісного суспільства. — К.: Либідь, 1999.
22. Шкварук М.М., Делеменчук М.І. Ґрунтознавство. — К.: Вища школа, 1976. — С. 81–183.

УДК 55:551.583.3
ББК 26.3
С 29

Володимир Сельський

Основи четвертинної геології

Навчальний посібник

Головний редактор — Василь Головчак
Літературний редактор — Любов Максимів
Комп'ютерна верстка — Віра Яремко

Здано до набору 5.09.2007 р. Підп. до друку 5.10.2007 р.
Формат 60x84/16. Папір офсетний.
Гарнітура "Times New Roman". Ум. друк. арк. 17,4.
Тираж 130 прим. Зам. 137.

ISBN 978-966-640-211-3

Видавничо-дизайнерський відділ ЦІТ
Прикарпатського національного університету
імені Василя Стефаника.
76000, м. Івано-Франківськ, вул. Шевченка, 57, тел. 59-60-50.
E-mail: vdvcit@pu.if.ua
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру
від 12.12.2006. Серія ДК 2718