**А.Ф. Санько, В.И. Ярцев, А.В. Дубман**

# Генетические типы и фации четвертичных отложений Беларуси

Минск
2012

УДК 551.79.561 (476)

Санько А.Ф., Ярцев В.И., Дубман А.В. **Генетические типы и фации четвертичных отложений Беларуси.** Минск, 2012. 311 с.

В работе приведена генетическая классификация четвертичных отложений Беларуси с выделением формаций, парагенетических рядов, генетических типов, групп фаций и отдельных фациальных разновидностей. Отложения каждой из указанных единиц получили более или менее полную характеристику. Особое внимание уделено отложениям генетических типов и фаций, которые следует выделять в ходе геологического картирования четвертичных отложений.

Книга рассчитана на широкий круг геологов-четвертичников, стратиграфов, палеогеографов, географов, преподавателей, аспирантов и студентов соответствующих специальностей высших и средних учебных заведений.

Табл. 11. Ил. 146. Библиогр.: 280 назв.

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор, академик *А.В. Матвеев,*
доктор геолого-минералогических наук,
профессор *М.Г. Ясовеев*

Содержание


| | Стр. |
|---|---|
| ВВЕДЕНИЕ | 5 |
| Глава 1. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ | 6 |
| Глава 2. ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ | 14 |
| 2.1. Генезис отложений и их вещественный состав | 18 |
| 2.2. Структурные и текстурные признаки генезиса четвертичных отложений | 21 |
| 2.3. Конкреции и генезис отложений | 25 |
| 2.4. Генезис отложений по палеонтологическим остаткам | 28 |
| 2.5. Связь окраски отложений с их генезисом | 31 |
| 2.6. Физико-механические свойства отложений различных генетических типов и фаций | 32 |
| 2.7. Рельеф и генезис четвертичных отложений | 33 |
| Глава 3. ЛЕДНИКОВЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД | 36 |
| 3.1. Отложения основных морен | 45 |
| 3.1.1. Группа фаций монолитных морен | 48 |
| 3.1.2. Группа фаций складчато-чешуйчатых морен | 52 |
| 3.2. Конечно-моренные отложения | 58 |
| 3.2.1. Группа фаций краевых насыпных морен | 65 |
| 3.2.2. Группа фаций краевых напорных морен (гляциотектониты) | 67 |
| 3.3. Абляционные морены | 70 |
| 3.3.1. Группа фаций морен сплывания | 73 |
| 3.3.2. Группа фаций морен поверхностного вытаивания и сублимации | 74 |
| Глава 4. ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД | 75 |
| 4.1. Флювиогляциальные отложения | 75 |
| 4.1.1. Приледниковая группа фаций | 80 |
| 4.1.2. Группа фаций внутриледниковых отложений | 90 |
| 4.2. Лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения | 101 |
| 4.2.1. Группа фаций приледниковых водоемов | 105 |
| 4.2.2. Группа фаций водоемов в полосе омертвевшего льда | 109 |
| Глава 5. ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД | 118 |
| 5.1. Элювиальный тип отложений | 119 |
| 5.1.1. Группа фаций остаточного элювия (перлювия) | 120 |
| 5.1.2. Группа фаций криогенного элювия (криоэлювия) | 122 |
| 5.2. Почвенные образования | 127 |
| 5.2.1. Группа фаций современных почв | 128 |
| 5.2.2. Группа фаций погребенных почв | 131 |
| Глава 6. ГРАВИТАЦИОННЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД | 134 |
| 6.1. Коллювиальный тип отложений | 140 |
| 6.1.1. Группа фаций обвального коллювия (дерупция) | 141 |
| 6.1.2. Группа фаций осыпного коллювия (десперсия) | 142 |
| 6.2. Оползневой тип отложений | 143 |
| 6.2.1. Группа фаций структурных оползней | 145 |
| 6.2.2. Группа фаций пластических оползней (течения масс) | 146 |
| 6.3. Солифлюкционный тип отложений | 147 |

6.3.1. Группа фаций быстрого солифлюксия (велофлюксия) 149
6.3.2. Группа фаций медленного солифлюксия (тардофлюксий) 150
Глава 7. ВОДНЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД 151
7.1.Аллювиальный тип отложений 151
7.1.1. Группа фаций руслового аллювия 163
7.1.2. Группа фаций пойменного аллювия 177
7.1.3. Группа фаций старичного аллювия 187
7.1.4. Группа фаций надпойменных террас 192
7.1.5. Группа фаций высоких паводков 195
7.2. Озерный тип отложений 197
7.2.1. Группа фаций прибрежных отложений 209
7.2.2. Группа фаций мелководий (мельче 5,0 м) 213
7.2.3. Группа фаций глубоководных (глубже 5 м) отложений 214
7.2.4. Группа фаций дельтовых отложений 218
7.3. Хемогенный тип отложений 221
7.3.1. Источниковый подтип 225
7.3.1.1. Группа фаций наземных отложений 225
7.3.1.2. Группа фаций озерных известковых отложений 227
7.3.1.3. Группа фаций болотнных известковых отложений 231
7.4. Пролювиальный тип отложений 236
7.4.1. Группа фаций овражно-балочного аллювия 238
7.4.2. Группа фаций пролювиальных дельт 240
7.5. Делювиальный тип отложений 241
7.5.1. Группа фаций вершинной и средней части склона 246
7.5.2. Группа фаций периферической части склона 246
7.6. Делювиально-пролювиальный подтип 246
Глава 8. ЭОЛОВЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД 247
8.1. Эоловые пески 247
8.1.1. Группа фаций перевеянных (перфляционных) песков 256
8.1.2. Группа фаций навеянных (суперфляционных) песков 257
8.2. Лессы и лессовидные отложения 258
8.2.1. Группа фаций типичных лессов 266
8.2.2. Группа фаций лессовидных отложений 269
Глава 9. БИОГЕННЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД 272
9.1. Фитогенный тип отложений 272
9.1.1. Группа фаций торфа 274
9.1.2. Группа фаций зарастающих озер 281
9.2. Зоогенный тип отложений 282
9.2.1. Группа фаций с остатками позвоночных животных 283
9.2.2. Группа фаций с остатками беспозвоночных животных 283
Глава 10. ТЕХНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ 284
10.1. Группа фаций насыпных отложений 288
10.2. Группа фаций намывных отложений 289
10.3. Группа фаций искусственных водоемов 290
10.4. Группа фаций техногенно-измененных отложений 290
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 292
ЛИТЕРАТУРА 294

# ВВЕДЕНИЕ

Четвертичные отложения являются важнейшим источником информации геологической истории последних примерно 1,8-2,6 млн. лет. Особенности распространения различных генетических и фациальных аккумуляций, их вещественный состав, признаки и свойства, обусловлены ледниковыми и межледниковыми этапами, следовательно, разными динамическими режимами осадконакопления, специфическими условиями образования, изменениями географической среды. Палеонтологические остатки, содержащиеся в отложениях, свидетельствуют о растительном и животном мире давних времён, климате, возрасте отложений, о древних ландшафтах. На своеобразие и свойства отложений разного генезиса, различие или схожесть признаков большое влияние оказали физико-географические обстановки и условия накопления отложений. При изучении четвертичной толщи важными объектами изучения являются генетические типы и составляющие их фации, которые в наиболее полном объёме сохраняют приметы природных условий прошлых геолого-динамических процессов. Нередко фации современного ландшафта, являющиеся элементарными единицами физико-географического комплекса, сравнивают с осадочными фациями, которые представляют собой как бы элементарные составные части геологической памяти развития Земли в четвертичном периоде.

Основную долю среди образований четвертичного периода занимают моренные, краевые ледниковые, а также флювиогляциальные и лимногляциальные образования. Эти отложения в совокупности составляют около 90% объема всей четвертичной толщи. Межледниковая и современная седиментация, представленная аллювиальными, озерными, озерно-болотными и другими отложениями, способствовала возникновению примерно 5%четвертичных осадков (Матвеев, Левков, 1974).

При изучении геологического строения четвертичной толщи, составлении карт четвертичных отложений, а также карт динамики рельефа, инженерно-геологических, фациально-литологических, палеогеографических и др., учитывая современный уровень требований научных и производственных организаций, следует выделять не только генетические типы отложений, но и боле дробные фациальные разновидности. Современные представления о строении четвертичной толщи, особенностях формирования генетических типов отложений и фаций, своеобразие распределении их по площади и в разрезе должны способствовать улучшению геологического картирования, научного прогнозирования, планирования поисков и оценки минеральных ресурсов. Главная задача – разработка концепции построения единой геоинформационной базы генетических типов и фаций четвертичных отложений, разработка рекомендаций по изучению и геологическому картографированию четвертичной толщи для геологоразведочного производства и удовлетворения потребностей народного хозяйства в сырье.

# Глава 1. **ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Генетическая разнородность четвертичной толщи порождена условиями развития ледников, структурно-тектоническими особенностями, характером рельефа и состава подстилающих пород, климата, водного режима и др. Именно поэтому в изучении строения четвертичной толщи и составляющих ее генетических типов и фаций в целом, есть стремление, с одной стороны, к комплексности познания, а с другой, – к выявлению минимального количества характерных признаков, используемых для определения генетических типов, подтипов, групп фаций, фаций.

Четвертичный покров сформирован, в основном, в результате деятельности ледниковых, водно-ледниковых, водных (аквальных), гравитационных, аллювиальных, субаэральных, антропогенных и биогенных процессов. Преобладающую часть толщи составляют ледниковые и водно-ледниковые образования. Аллювиальные, озерные, болотные, хемогенные и другие накопления межледниковых эпох разобщают толщу ледниковых и водно-ледниковых отложений на отдельные горизонты.

Ледниковые и водно-ледниковые образования, а также накопления межледниковых эпох являются продуктом динамического развития и природной связи геологических, географических, биологических, биохимических и других процессов. Образование механогенных, хемогенных, биогенных отложений и их разностей обусловлено энергией движущегося льда, текущих вод, гравитационной активностью, экзогенной термической энергией Солнца, что проявляется чередованием замерзания и оттаивания, силы и направления ветров, дождей, а также в результате волновой и волноприбойной деятельности, подводных течений озер и др.

В процессе воздействия внешних сил перемещающийся материал подвергался разнообразным преобразованиям, в том числе дезинтеграции вещества. Формирование отложений в новом качестве, ином сочетании составляющих компонентов проявляется в перерождении или изменении присущей им первичной энергии (гравитационной, термической, изредка электрической).

При создании генетических классификаций важной проблемой является установление соподчиненности геологических аккумуляций, выявление различий динамического воздействия процессов, оказавших влияние на особенности и изменение диагностических признаков, присущих тому или иному геологическому образованию (Ярцев, 1999). Геологические тела или их группы должны выделяться не только по признакам внутреннего строения, сложения, но и в парагенетической обусловленности и логической взаимосвязи с другими накоплениями на основе однородности или неоднородности генезиса. Значительной сложностью при исследовании четвертичных отложении и выполнении работ по составлению генетических классификаций является общая недостаточная изученность четвертичной толщи. Малоисследованными остаются вопросы соотношения

диагностических признаков отложений со специфическими условиями формирования разных групп осадочных аккумуляций. Некоторые диагностические признаки разных генетических образований перекрывают друг друга. Ситуация осложняется неоднородностью геолого-генетических и фациально-палеогеографических условий и соответственно соотношением признаков, связанных с явлениями конвергенции и дивергенции в осадкообразовании. Различное понимание процессов формирования отложений и соответствующих им терминов нередко приводит к неоднозначному применению генетических определений в геологической литературе и практике геологических работ. Не останавливаясь на истории появления, дискуссиях и разнопланового использования понятий «фация», «генетический тип», «формация» и ряд других (Ярцев, 1989) указанные определения нами трактуются следующим образом.

Под геологическими **фациями** следует понимать геологические объекты или тела, сложенные отложениями с присущими им типичными, отличительными или характерными литолого-петрографическими, геохимическими, палеонтологическими и другими признаками, отражающими обстановку осадконакопления. Фации должны выделяться по проявлению специфических геолого-динамических агентов формирования, главными из которых являются динамика, среда переноса, условия формирования и накопления осадков, т.е. по определенным режимам седиментации в конкретном месте и в конкретное время. Исходя из указанного, фация представляет собой целостное геологическое образование (геологическое тело) с присущими стратиграфическим положением, геометрическими формами, ограниченной площадью распространения, разной выраженностью границ перехода в соседние генетические аккумуляции, характерными и своеобразными различиями внутреннего строения и состава, проявляющимися в текстурных наслоениях, гранулометрических, минералогических, петрографических, геохимических, палеонтологических и других признаках и отличиях определяемых палеогеографическими особенностями, дифференциацией и силой проявления ведущего геодинамического потока, определенными обстановками, характером и условиями среды аккумуляции отложений.

Фация характеризуется одним или несколькими общими и определенными литогенетическими типами отложений. Признаками фации являются структура, текстура, вещественный состав пород, зоны контакта, изменения переходов в соседние фации, чередование наслоений, перерывы в осадконакоплении, поверхности размыва, форма и размеры геологических тел, иногда геоморфологическое выражение в рельефе и другие различия, отражающие геолого-динамические условия формирования отложений.

Под фациальными особенностями породы следует понимать совокупность всех прямых, косвенных и непосредственных признаков или характеристик отложений, показывающих обстановки их формирования. Под фациальными условиями – режим и среду образования осадочных аккумуляций, составляющих соответствующие геологические тела или

объекты. Важнейшими условиями накопления отложений являются ледниковые, водные, эоловые и другие физические состояния обстановок седиментации, а также стабильность, направленность, переменность, колебательность, пульсационность динамических воздействий, в некоторых случаях окислительно-восстановительный и кислотно-щелочной потенциал, насыщенность солями, температурный и газовый режим. При углубленном фациальном анализе, когда исследование отложений ведется в более мелких, элементарных границах или объемах геологического тела могут выделяться субфации (элементарные фации, микрофации). Они рассматриваются как простейшие, генетически однородные, литологически наиболее однообразные, неделимые и наименьшие по объему и площади составные части фации, различающиеся специфическими признаками строения и состава осадка. Например, микрофациями с такими наиболее простыми по однородности характеристиками являются прослойки разной зернистости косослоистых песков пристрежневой фации или иловатые песчаные прослои притеррасной фации аллювиального генетического типа.

Для более высокого ранга, каким является **группа фаций,** присущи более сложные обстановки осадконакопления. Они устанавливаются по общности обстановок седиментации и соответствуют группам или комплексам литологических типов пород. Например, достаточно уверенно прослеживается среди флювиогляциальных образований внутриледниковые, фронтальные и внеледниковые группы фаций. Примерами фаций здесь могут служить камы, озы, камовые террасы, флювиогляциальные дельты и др. Обстановки русловой, пойменной и старичной седиментации определяют соответствующие группы фаций аллювиального типа отложений. Среди них хорошо выделяются перлювиальная, пристрежневая, русловая, террасная, старично-болотная и другие фации.

К **генетическим подтипам** относятся комплексы отложений, образованных в определенных физико-географических обстановках преимущественно под воздействием специфически доминирующего геологического процесса.

**Генетический тип** четвертичных отложений представляет собой комплекс одинаковых по генезису геологических тел. Генетический тип представлен сочетанием фаций или групп фаций. Понятие генетический тип имеет более общее значение, чем группа фаций. Генетический тип отложений не ограничивается возрастными рамками. Он включает в себя несколько фаций и представлен парагенетическим сочетанием специфических типов осадков. Генетический тип охватывает самые разные объемы и площади распространения осадков. Формирование генетических типов обусловлено проявлением одного ведущего или сочетанием превалирующих геологических агентов, включающих денудацию первично-материнских пород, их транспортировку, переработку и способ аккумуляции в соответствующих естественно-палеонтологических обстановках, общего экзогенного геолого-динамического (механического, биологического, химического) процесса. Как правило, они различаются строением,

сложением, особенностями размещения и залегания составляющих их групп фаций и фаций, своеобразиями сочетания эрратического и местного материала гранулометрическими и минеральными особенностями. Примерами генетических типов могут служить основные, конечные и абляционные морены, флювиогляциальные и лимногляциальные образования.

**Парагенетический ряд** – естественное сочетание генетических типов континентальных отложений. Так, основная, конечная и абляционная морены объединяются в ледниковый парагенетический ряд, флювиогляциальные и лимно-гляциальные отложения – в водно-ледниковый парагенетический ряд. В элювиальный парагенетический ряд входят почвы и собственно элювиальные отложения.

**Формация** рассматривается как высший таксономический ранг, и отражает тектонические, геологические, палеогеографические условия образования аккумуляций, она объединяет комплекс парагенетических рядов, представляя собой генетическую ассоциацию отложений. Всю совокупность четвертичных отложений Беларуси можно разделить на две формации: покровно-ледниковую и внеледниково-межледниковую. Отложения покровно-ледниковой формации накапливались во время трансгрессии покровных ледников на территорию страны, а также на ее участки, расположенные непосредственно у края ледника – в зоне деятельности потоков талых вод. Доля покровно-ледниковой формации достигает здесь приблизительно 80-90% объема четвертичной толщи. Эти отложения формировались чрезвычайно быстро. Так, время накопления отложений покровно-ледниковой формации в течение последнего (поозерского) оледенения было ограничено 10 тысячами лет, что составляет около 10% продолжительности самого поозерского оледенения. Отложения внеледниково-межледниковой формации формировались все остальное время – как в ледниковые этапы, но за пределами распространения ледников и потоков их талых вод, так и в эпохи межледниковий.

Предлагаемая усовершенствованная генетическая классификация четвертичных отложений (табл. 1.1) построена на основании учета геолого-динамических процессов формирования четвертичной толщи, строения и состава генетически разнородных геологических образований. Важнейшими критериями выделения генетически разнородных аккумуляций послужили следующие факторы: 1) преобладание ледового типа литогенеза в ходе покровных оледенений; 2) сложность, многообразие и взаимовоздействие, геодинамических потоков (геолого-динамических процессов); 3) обстановки накопления отложений (наземная, подводная, наледниковая, подледниковая, эоловая); 4) специфические особенности седиментации относительно положения краевой зоны ледникового покрова, вытаивание, аккумуляция и гляциотектоническое воздействие под ледником, перед фронтальной частью или на удалении от ледника; 5) особенности транспортировки и формирования материала в надледниковых, внутриледниковых, подледниковых, речных и других условиях; 6) текстурные (монолитная,

чешуйчатая, сланцеватая, слоистая, черепитчатая, массивная, плойчатая, ячеистая, пятнистая и др.) и структурные (алевритовая, алевропелитовая, алевропсаммитовая, бобовая, брекчиевая, галечная, гравийная, комковатая, пелитовая, псаммитовая, псефитовая, разнозернистая) признаки; 7) своеобразие сложений, проявляемые в формах рельефа (озы, камы, камовые массивы, флювиогляциальные дельты, террасы); 8) литолого-петрографические и минералогические особенности; 9) постседиментационные, гляциотектонические и другие изменения и нарушения.

Кроме выделенных в генетической классификации типов отложений, отдельных генетических подтипов, групп фаций и фаций, имеется значительное количество переходных и смешанных разновидностей. Настоящая классификация из-за сложных условий формирования и недостаточной изученности четвертичного покрова в целом не учитывает ряд генетических подразделений, спорных по генезису или условных по выделению без должного теоретического и фактического обоснования.

Опыт работы по классификации генетических типов четвертичных отложений показывает, что необходимо избегать чрезмерного дробления генетических типов на фации и более мелких подразделений, так как от выполнения таких исследований классификационная схема чрезмерно усложняется, становится перегруженной, она перестает служить своему прямому назначению — быть основой геологического картирования.

Часто отложения подвергаются воздействию вод бассейнов, водных потоков, солифлюкционным, делювиальным, криогенным, почвенным, эоловым и другим преобразованиям. Уже не будучи, например, типичными моренами, такие формирования плохо отсортированы, и хотя они близки к моренам, не являются ими. Многочисленные факты отсутствия резких границ, разделяющих типичные морены, от отложений, подвергшихся водной переработке, показывают, насколько сложна задача создания даже схематичных генетических классификаций четвертичных отложений. Поэтому нередко между отложениями различного генезиса, в том числе между моренами и другими аккумуляциями, в той или иной степени подвергшимися водной переработке и имеющими стратифицированные признаки, разделяющие границы проводятся в зависимости от опыта, знаний, а иногда и интуиции исследователя.

Практика изучения и выявления генетических признаков и различий показывает целесообразность использования предварительных или рабочих генетических гипотез, которые с получением новых данных уточняются, модернизируются, приближаются к более совершенным классификационным схемам. Отмеченные обстоятельства указывают на относительность, неполноту и незавершенность всех классификационных схем. Составление и улучшение новейших, самодостаточных классификаций напрямую зависит от накопления банка данных, творческого обобщения материала и сведений, полученных за всю историю изучения четвертичной толщи, достоверных и полных научных выводов.

Таблица 1.1

Генетическая классификация четвертичных отложений

| Формация | Парагенетический ряд | Генетический тип (индекс) | Группа фаций | Фация |
|---|---|---|---|---|
| Покровно-ледниковая | Ледниковый | Основная морена (g) | Монолитных морен | Массивной морены |
| | | | | Плитчатой морены |
| | | | | Сланцеватой морены |
| | | | | Потоковой морены |
| | | | Складчато-чешуйчатых морен | Мелко- и крупноскладчатых морен |
| | | | | Инъективных морен |
| | | | | Чешуйчатых морен |
| | | | | Отторженцев |
| | | | | Локальных морен |
| | | Конечная морена (gt) | Краевых насыпных морен | Собственно насыпных морен |
| | | | | Наслоенных морен |
| | | | Краевых напорных морен (гляциотектониты) | Скибовых морен |
| | | | | Инъективных морен |
| | | | | Инъективно-скибовых морен |
| | | Абляционная морена | Морен сплывания | |
| | | | Морен поверхностного вытаивания и сублимации | |
| | Водно-ледниковый | Флювиогляциальный (f) | Приледниковых отложений | Зандров |
| | | | | Ложбин стока талых ледниковых вод и флювиогляциальных террас |
| | | | | Флювиогляциальных дельт |
| | | | Внутриледниковых отложений | Ложбин ледникового размыва |
| | | | | Флювиогляциальных камов |
| | | | | Камовых террас |
| | | | | Озов |
| | | Лимногляциальный (lg) | Приледниковых водоемов | Ленточных глин |
| | | | | Айсберговой морены |
| | | | | Лимногляциальных пляжей и валов |
| | | | Водоемов в полосе омертвевшего льда | Лимнокамов и лимнокамовых террас |
| | | | | Звонцев |
| | | | | Орешков |
| Внеледниково-межледниковая | Элювиальный | Элювий (e) | Остаточного элювия (перлювия) | Аквально-перлювиальная |
| | | | | Эолово-перлювиальная |
| | | | Криогенного элювия (криоэлювия) | Криогенных покровных отложений |
| | | | | Заполнения морозобойных трещин |
| | | Почвы (A, B, C) | Современных почв | Дерново-подзолистых почв |
| | | | | Дерново-карбонатных почв |
| | | | | Дерново-подзолистых заболоченных почв |
| | | | | Торфяно-болотных почв |
| | | | | Пойменных почв |
| | | | Погребенных почв | Подзолистых почв |
| | | | | Луговых почв |
| | | | | Безгумусовых тундровых почв |

Продолжение таблицы 1.1

| Формация | Парагенетический ряд | Генетический тип (индекс). Генетический подтип* | Группа фаций | Фация |
|---|---|---|---|---|
| Внеледниково-межледниковая | Гравитационный | Коллювиальный (c) | Обвального коллювия (дерупция) | |
| | | | Осыпного коллювия (десперсия) | |
| | | Оползневой | Структурных оползней | Деляпсивная |
| | | | | Детрузивная |
| | | | | Брекчирования |
| | | | Пластических оползней (течения масс) | |
| | | Солифлюкционный (s) | Быстрого солифлюксия (велофлюксия) | |
| | | | Медленного солифлюксия (тардофлюксия) | |
| | Водный | Аллювиальный (a) | Руслового аллювия | Перлювиальная |
| | | | | Размыва |
| | | | | Перекатов |
| | | | | Прирусловых отмелей |
| | | | Пойменного аллювия | Прируслового вала |
| | | | | Приречной поймы |
| | | | | Притеррасной поймы |
| | | | Старичного аллювия | Старично-озерная |
| | | | | Старично-болотная |
| | | | Надпойменных террас | Центрально-долинная |
| | | | | Прибортовая |
| | | | Высоких паводков | |
| | | Озерный (l) | Прибрежных отложений | Песчаная и глинисто-песчаная |
| | | | | Песчано-галечниково-каменистая |
| | | | | Песчано-глинистая и глинистая |
| | | | Мелководий (мельче 5 м) | Песчано-заиленная |
| | | | | Карбонатная |
| | | | | Торфяная и грубодетритовая |
| | | | | Детритово-сапропелевая |
| | | | Глубоководная (глубже 5 м) | Сапропелевая |
| | | | | Песчано-глинистая |
| | | | | Карбонатных песков и глин |
| | | | | Озерного мергеля |
| | | | | Алеврито-глинистая |
| | | | Дельтовых отложений | Надводно-дельтовая |
| | | | | Подводно-дельтовая |
| | | Хемогенный (ch). Источниковый* | Наземных отложений | Известковых туфов на склонах |
| | | | | Железистых отложений склонов |
| | | | Озерных известковых отложений | |
| | | | Болотных известковых отложений | Торфотуфа |
| | | | | Болотных железных руд |
| | | | | Торфяно-болотных руд |
| | | | | Дерново-болотных руд |
| | | | | Аллювиально-болотных руд |
| | | Пролювиальный (p) | Овражно-балочного аллювия | |
| | | | Пролювиальных дельт | Надводных дельт |
| | | | | Подводных дельт |
| | | Делювиальный (d) | Вершинной и средней части склона | |
| | | | Периферической части склона | |
| | | Делювиально-пролювиальный* | | |

Продолжение таблицы 1.1

| Формация | Парагенетический ряд | Генетический тип (индекс) | Группа фаций | Фация |
|---|---|---|---|---|
| Внеледниково-межледниковая | Эоловый | Эоловые пески (v) | Перевеянных (перфляционных) песков | Эолово-лимногляциальная |
| | | | | Эолово-флювиогляциальная |
| | | | | Эолово-озерная |
| | | | | Эолово-аллювиальная |
| | | | Навеянных (суперфляционных) отложений | Дюн |
| | | Лессы и лессовидные отложения (L) | Типичных лессов | |
| | | | Лессовидных отложений | Делювиальных лессовидных отложений |
| | Биогенный | Фитогенные отложения (pl) | Болотных отложений | Низинного торфа |
| | | | | Верхового торфа |
| | | | | Переходного торфа |
| | | | Зарастающих озер | Гиттии |
| | | Зоогенные отложения | Отложения со скоплением остатков позваночных | |
| | | | Отложения со скоплением остатков беспозваночных | |
| | | Техногенные отложения (t) | Насыпных отложений | Отвалов (насыпей) |
| | | | | Культурных слоев |
| | | | Намывных отложений | Дражных и гидромониторных отвалов |
| | | | Отложений искусственных водоемов | Отложений водохранилищ и прудов |
| | | | Техногенно-измененных отложений | Отложений, насыщенных техническими компонентами |
| | | | | Хемогенно-измененных отложений |
| | | | | Отложения, подвергшиеся термическому воздействию |

# Глава 2. **ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Среди разнообразных приемов изучения четвертичной толщи генетический анализ приобретает в последнее время все большее, а в некоторых случаях – первостепенное значение, как наиболее эффективный метод выяснения первичной природы отложений. Знание условий и особенностей формирования отложений четвертичной системы является той основой, на которой строятся общие палеогеографические заключения и выводы. Оно позволяет восстанавливать своеобразие процессов аккумуляции различных осадочных модификаций, в том числе генетических типов и их фациальных разновидностей, выявлять закономерности размещения седиментационных геологических тел, прогнозировать приуроченность к ним тех или иных видов полезных ископаемых, выполнять картировочные, оценочные, разведочные и инженерно-геологические работы.

Четвертичные (антропогеновые) отложения Беларуси и соседних регионов имеют сложное, неоднородное строение, разную общую, часто быстро и резко изменяющуюся мощность на небольших расстояниях, отличаются: генетическим многообразием типов аккумуляции и их переходными формами; различной степенью сохранности и наличием гляциотектонических нарушений в виде трещин, сбросов, пластических деформаций, отторженцев; петрографической пестротой и гетерогенностью минеральных видов, различием типов слоистости, физико-химических показателей и вторичных изменений; включением палеонтологических остатков; различием физико-механических свойств.

Все эти особенности обусловлены спецификой развития четвертичного периода и в первую очередь резкой сменой климатических условий и неоднократным появлением мощных ледниковых покровов и сменяющих их межледниковий на протяжении сравнительно короткого времени. Важнейшую роль при движении ледника играли процессы отторжения, ассимиляции, дробления, истирания, переноса, перемешивания и седиментации пород ложа, захваченных и вовлеченных в ледниковую, водно-ледниковую и другие переработки. Отложенные породы в дальнейшем могли вновь подвергаться экзарационному и эрозионному воздействию ледников и их талых вод. На формирование отложений влияние оказывали: быстрая смена климатических условий, специфические геолого-динамические и седиментационные обстановки формирования отложений и рельефа, довольно частая перестройка речной и озерной сети, тектонические особенности развития территории, своеобразие петрографического и минерального состава пород питающих провинций, появление человека и его интенсивное воздействие на природно-геологическую среду и прочее. Результатом этих процессов явилось разнообразие генетических аккумуляций, их сочетаний и взаимопереходов, широкий набор литогенетических типов пород и осадков (грубооломочных, псаммитовых, пелитовых, химических, органогенных и др.).

Своеобразие генетических седиментационных комплексов, более дробных геологических образований, их форм, размеров, вертикальных и латеральных переходов обязывает проводить исследования с максимально полным охватом сведений, характеризующих все стороны формирования, залегания, строения и вещественного состава четвертичных отложений.

Изучение единичных, хотя и важных, признаков геологического тела не всегда обеспечивают точное определение его генезиса и зачастую являются недостаточно убедительными при отнесении такого объекта к соответствующей генетической разновидности. Это объясняется не только близостью и сходностью многих характеристик и особенностей генетических аккумуляций, но и исключительной гетерогенностью четвертичных седиментационных процессов, условиями их последующего сохранения, расконсервации, неодинаковой степенью выхода на дневную поверхность, последующими эрозионными, ландшафтными, биогеохимическими и другими преобразованиями.

В основу изучения четвертичных отложений должны быть положены комплексность и детальность исследований геологических разрезов, литологических, палеонтологических, геоморфологических и других особенностей, непременная генетическая увязка всех получаемых данных, относящихся как к прямым, так и косвенным признакам.

Целью изучения является получение возможно большего числа диагностических сведений, в том числе и тех, которые в отдельных случаях могут быть различными даже в обнажениях, находящихся на относительно небольших расстояниях друг от друга. При недостатке фактического материала иногда приходится обходиться небольшим числом признаков или даже единичными данными. В этих случаях сведения могут интерпретироваться неоднозначно и зачастую привести к неправильным выводам.

При изучении четвертичных отложений, установлении генетических признаков, для выявления фациальной принадлежности к тому или иному генетическому типу необходимо стремиться к принципу необходимости и достаточности.

В целом, признаков, указывающих на генетическую природу геологических тел, из которых слагается четвертичная толща, довольно много. С целью систематизации и удобства использования их целесообразно объединять в соответствующие группы (рис. 2.1).

Основными литологическими критериями, позволяющими интерпретировать условия формирования ледниковых отложений и определять общую палеогеографическую обстановку, являются петрографические и минералогические особенности пород, структурные признаки обломков, в том числе размер, сортировка, форма и окатанность зерен, различие поверхностей минералов разной устойчивости, сглаживание, шлифовка, штриховка, фасеттирование, царапины и шрамы грубого материала, преобладающая ориентировка обломков. Важны также исследования формы и размеров геологических тел, их строение и

взаимоотношения как с одновозрастными, так и разновозрастными покрывающими и подстилающими образованиями, прослеживание выделяемых генетических аккумуляций по латерали.

Большую группу генетических признаков, обусловленных процессами седиментации и достаточно четко характеризующих динамико-энергетическую природу формирования отложений, представляют собой структурные признаки. По гранулометрическому составу нередко можно судить об обстановке осадконакопления.




Рис. 2.1. Схема фациально-генетического анализа четвертичных отложений (по В.И. Ярцеву)

Определенную генетическую нагрузку несут осадочные слоистые и другие текстурные признаки, мощность и характер чередования слоев, ритмичность, микроритмичность, характер поверхностей раздела между слоями, особенности выклинивания, перерывы в осадконакоплении и т.п. Немаловажную роль играют сведения, полученные в результате наблюдения за сингенетическими, раннедиагенетическими и другими преобразованиями, прежде всего за степенью и характером вторичных изменений первичных осадков, как в целом, так и за отдельными минеральными видами, наличием, составом, формой и распределением конкреций в разрезе. Существенными факторами, особенно для межледниковых отложений, служат следы древней

жизни, включая остатки древней флоры и фауны, их видовое разнообразие, сохранность, распределение, количество, условия обитания и захоронения.

Следовательно, прослеживается тесная зависимость характера строения, залегания, состава и других качественных и количественных признаков геологических образований от различий условий осадконакопления. Это объясняется тем, что природа отложений обусловлена многочисленными как геологическими, так и динамическими причинами. Физические факторы в значительной мере контролируют генетические особенности отложений и порождают многообразие генетических признаков геологических аккумуляций, которые, как правило, находятся между собой в сложных взаимоотношениях и взаимопереходах. Как только меняются геолого-динамические условия, меняется характер отложений и их генетические признаки, выявление которых служит базисом знания при восстановлении общей геологической истории формирования четвертичной толщи.

Генетический анализ отложений ледниковой формации (и составляющих ее генетических формирований) предполагает комплексное использование всех признаков для выяснения условий накопления отложений, среды аккумуляции первичного осадка, его превращения в осадочную породу, изменений породы вплоть до приобретения его строения, состава и различных качеств, наблюдаемых в современном виде. Генетический анализ ведет к установлению закономерностей распределения полезных ископаемых осадочного происхождения, поэтому методические основы исследования требуют совместного выяснения полезного ископаемого и вмещающих их пород.

В процессе такого анализа должны выявляться специфические особенности литологических типов, взаимоотношения с соседними осадочными аккумуляциями. Необходимо считаться с пространственным размещением и формой залегания комплекса литогенетических типов, объединенных в конкретные фации.

При выделении фаций важнейшими диагностическими критериями служат структура, текстура, выдержанность по простиранию и другие особенности залегания геологического тела по площади и в разрезе; вещественный состав (гранулометрия, морфометрия обломков пород и зерен минералов, минералогия, в том числе наличие аутигенных минералов), переходы в другие фации по площади и в разрезе.

При углубленном, более детальном анализе, когда исследование отложений ведется в более мелких, элементарных границах или объемах геологического тела, могут выделяться элементарные фации, микрофации. Их следует рассматривать как простейшие, генетически однородные, литологически наиболее однообразные, неделимые и наименьшие по объему и площади составные части фации, которые различаются специфическими признаками строения и состава осадка.

Фациальный анализ, таким образом, является частью общего генетического изучения ледниковых отложений и представляет собой основу

выявления специфических особенностей осадконакопления и генетического различия пород от соседних одновозрастных образований.

Сложнейшие вопросы фациального анализа и проблемы учения о фациях в целом должны разрешаться восстановлением специфических палеогеографических, био- и геохимических особенностей осадконакопления по первичным генетическим и материальным признакам осадка.

## 2.1. **Генезис отложений и их вещественный состав**

Петрографический и минеральный состав ледниковых отложений непосредственно связаны с условиями формирования и обладают целым рядом генетических и диагностических признаков и свойств. Неоднородный петрографический и минеральный состав разновозрастных отложений обусловлен тем, что центры накопления льда, пути продвижения ледников и экзарационные регионы менялись во времени. Важное значение имеют эрратические магматические и метаморфические обломки Фенноскандинавии, транзитные составные части, ассимилированные из палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород, лежащих на путях распространения ледников. Как правило, эрратические и транзитные породы в моренах распределяются значительно более равномерно, чем местный материал, который чаще всего встречается спорадически. Именно поэтому дальнеприносный материал имеет большую значимость для определения различия и возраста морен. По вещественному составу моренных аккумуляций можно определить пути и направления движения плейстоценовых ледников, очаги экзарации, площади распространения ледниковых потоков, лопастей и языков, зоны их сочленения.

Для монолитных основных морен, сформированных при относительно длительном и дальнем ледниковом переносе без дополнительного захвата транзитного обломочного материала подстилающих пород ложа, характерна постоянность и однородность петрографического состава и определенная ориентировка крупнообломочного материала в моренном горизонте по вертикали и горизонтали. Для морен, сформировавшихся в стыковой зоне соседних ледниковых лопастей, типичны существенные вариации петрографического состава. В вертикальном разрезе таких моренных толщ встречаются прослои, отложенные разными ледниковыми лопастями. В моренах, формирование которых происходило в условиях незначительных подвижек ледника, как правило, больше материала местных осадочных пород.

Маркирующими горизонтами могут служить любые хорошо опознаваемые и выдержанные по простиранию слои разной мощности, существенно различающиеся по петрографическому или минералогическому составу от основной вмещающей или граничной массы пород. Нередко выявлению границ геологических тел помогает, появление каких-либо характерных петрографических разновидностей пород, например, валунного, гравийного или галечного материала разного состава, размеров, обломков с включениями палеонтологических остатков, появление глауконита в песчано-

алевритовой толще и т.д. Слой, по которому проводится граница, должен легко опознаваться и хорошо прослеживаться.

Несмотря на многообразие минеральных видов в земной коре, четвертичным отложениям присущ их сравнительно небольшой набор – всего три-пять десятков наименований. Наиболее важными информационными минералами для реконструкции палеогеографических обстановок и распознания фациальной среды осадконакопления в легкой фракции являются кварц, полевые шпаты и слюды, в тяжелой фракции – ильменит, магнетит, лейкоксен, сфен, анатаз, брукит, циркон, турмалин, рутил, дистен, ставролит, силлиманит, андалузит, пироксены, амфиболы, эпидот.

В процессе первоначального разрушения, захвата и переноса, минеральный состав подвергался физическому и химическому выветриванию, происходила его селекция по миграционной способности и химической устойчивости, типоморфным и другим показателям. По набору терригенных минералов на территории Беларуси можно устанавливать их питающие терригенно-минералогические провинции, расположенные на пути следования материковых ледников из Фенноскандинавии. Формируемые ассоциации акцессорных и породообразующих минералов позволяют судить о породообразующих кислых, основных или ультраосновных магматических, метаморфических или осадочных породах питающих провинций. Вблизи источника сноса комплекс минералов обычно имеет значительную долю неустойчивых компонентов, которые в процессе транспортировки – в зависимости от абразивной твердости, размеров и совершенства спайности, подвергаются разрушению, истиранию, окатыванию, химическому выветриванию. Это приводит к образованию ассоциаций из более устойчивых минералов. По соотношению устойчивых и неустойчивых минералов выявлятся минералогическая зрелость отложений. Изучение особенностей распределения минералов в разрезе дает картину изменения динамического режима во времени, направленности неотектонических движений, скорости осадконакопления и смены питающих провинций.

Поведение минералов в гранулометрическом спектре используется для выводов о степени переработки минерала. Учитывая, что распределение минералов по размерным фракциям зависит, в основном, от плотности, в меньшей степени – от формы (слюды), неустойчивые компоненты попадают в мелкозернистую часть, чем в отложениях, расположенных ближе к питающим провинциям. Для минералов легкой фракции размеры зерен, например, кварца и полевых шпатов, вблизи источников сноса близки. Однако с удалением от материнских пород полевые шпаты подвергаются разрушению в большей мере, чем кварц, и соответственно попадают в более мелкие фракции.

В некоторых случаях для определения генетической природы осадков применяется принцип гидравлической эквивалентности распределения размеров зерен легких и тяжелых минералов. А.Б. Рухин (1947), в частности, на основании коэффициента смещения равного стократной разности медианных размеров зерен минералов, строил кумулятивные кривые

распределения, выявлял медианные размеры и их разность. Исследователь использовал полученные результаты для восстановления условий отложений современных эоловых и водных песков. По А.В. Рухину коэффициент смещения для водных песков равен 3-4, а для эоловых – не более 2.

Общий выход и количественное содержание тяжелых минералов имеют значение для ориентира не только вещественного состава питающих провинций, но и во многих случаях – для выявления длительности, дальности и характера переноса, динамики среды аккумуляции осадка, изучения постседиментационных процессов.

Типоморфные признаки минералов, понятие о которых ввел А.Е. Ферсман в 1953 г (Ферсман, 1953) — важные характеристики их генезиса. Типоморфные признаки минералов бывают первичные и вторичные. К первичным относятся минералы, сформировавшиеся в процессе кристаллизации с типичными для них кристаллизационными структурами, цветом, плотностью, плеохроизмом, включениями и т.п. Вновь приобретенные типоморфные признаки минералов, в том числе изломы, окатанность, шлифовка, корродированность, регенерация и другие особенности поверхности, возникают в результате последующих механических, физико-химических и постседиментационных процессов.

Важными признаками типоморфных особенностей минералов являются внешний вид, трещиноватость, степень сохранности и идиоморфность зерен, морфология кристаллов, соотношение их длины и ширины, окатанность, характер поверхности.

В легкой фракции при изучении типоморфных особенностей первостепенное значение имеет кварц, в тяжелой – циркон, гранаты, турмалин, рутил, дистен, ставролит, силлиманит, андалузит и др. В большинстве случаев наибольший интерес при изучении типоморфизма минералов представляют устойчивые компоненты, так как их относительно меньшая распространенность дает больше возможностей для палеогеографических реконструкций. Для каждого региона нередко можно выявлять свой качественный комплекс минералов с присущими им типоморфными особенностями.

Четвертичный покров представляет собой совокупность разнородных геологических тел, существенно различающихся формами и размерами. Каждое геологическое тело залегает в виде пласта, слоя, линзы и т.п. Это является результатом четвертичного седиментогенеза во времени, производное палеогеоморфологических особенностей, палеогеографических условий, геолого-динамической среды осадконакопления, а также последующих эрозионных и тектонических процессов и др. Важнейшими генетическими признаками здесь являются условия залегания, особенности перехода одного тела в другое, границы раздела между слоями, характер выклинивания, вертикальные и локальные переходы, форма тел в плане, изменение мощности на площади.

Близкие по форме пространственные геологические тела нередко соответствуют разным режимам накопления и соответственно разным

генетическим аккумуляциям. Например, вытянутые формы обычно связаны с долинами, ложбинами, руслами. Конусовидный облик тела может принадлежать как аллювиальным, так и дельтовым накоплениям, а площадные аккумуляции соответствуют зандровому и озерно-ледниковому генезису. Для русловых образований характерна извилистая форма в плане.

## 2.2. **Структурные и текстурные признаки генезиса четвертичных отложений**

Главная задача структурного анализа — выявление формы и размера слагающих породы зерен и обломков и их взаимоотношения. Важны при этом показатели крупности, распределения обломков и степень сортированности материала. Гранулометрические особенности обломочной части четвертичных отложений, соотношение зерен и обломков свидетельствует об особенностях и месте формирования породы, об исходном материнском материале, способах перемещения, динамических агентах и среде транспортировки, механической обработки и дифференциации материала. Чем активнее среда переноса, тем более крупные обломки включаются в динамические процессы. Появление в отложениях наиболее крупных зерен и обломков, их полное отсутствие или резкое уменьшение является основанием для суждения о составе и строении питающих материнских пород, условиях захвата, направленности, дальности, длительности, последующей переработки в процессе переноса и аккумуляции материала.

Разнообразие размеров обломочного материала имеет значение для восстановления путей переноса и динамических условий осадконакопления, изучения неотектонических движений. Более однообразный состав, наличие хорошо окатанных обломков свидетельствуют о длительности и многократности отложений. Разнородность состава, небольшая сортировка обломков, наличие глинистого материала характерны для отложений, сформировавшихся сравнительно быстро. Именно поэтому следует учитывать все стороны гранулометрических различий, минеральных и петрографических особенностей материала, принесенного из разных регионов, разными путями и средами.

Определенную генетическую природу имеет гранулометрическая зрелость песков, под которой понимается однородность структуры отложений, и, в первую очередь,– песчаного или гравийного материала. Гранулометрическая зрелость обломочного материала – это результат длительной механической переработки, разрушения, приноса или вымывания частиц. Например, более гранулометрически зрелые пески характеризуются небольшим разбросом средних размеров при сравнительном равенстве их содержаний. Резкое увеличение процентного содержания одной из фракций уменьшает степень незрелости.

Следует постоянно учитывать, что гранулометрические особенности отложений зависят не только от гранулометрического состава материнских пород и степени их исходной отсортированности, но и от количества

динамической энергии, затраченной на их преобразование в новых фациальных условиях.

Результаты гранулометрического анализа отложений нередко используются для создания генетических диаграмм, с помощью которых воспроизводятся условия эоловых, речных, пляжевых, донных и других режимов седиментации отложений. Диаграммы строятся на основании интенсивности механической дифференциации осадков в различных фациальных условиях. Известны работы в этом направлении Р. Пассеги, Г.Ф. Рожкова, Л.Б. Рухина и др.

Существенные данные при изучении древних озерно-ледниковых и озерных бассейнов дает информация о сумме содержаний различных песчаных фракций, начиная с размера более 0,06 мм. Такие сведения позволяют в определенной мере выявлять прибрежную зону палеобассейна. С увеличением больших глубин, содержание суммы песчаных фракции уменьшается и соответственно возрастает доля алеврито-глинистого материала.

Важные генетические признаки можно получить при изучении окатанности (округленности) обломочного материала. Использование простого метода вычисления средней окатанности ($К_о$) обломков разных гранулометрических фракций по методу А.В. Хабакова позволяет не только разделять, но и выделять, например, более или менее угловатообломочные компоненты ледникового генезиса с одной стороны, с другой – более окатанные обломки флювиогляциальных, аллювиальных и других образований. По А.В. Хабакову (1946),угловатые, неокатанные обломки имеют 0 баллов, неокатанным обломкам с закругленными углами присвоен 1 балл, умеренно окатанные и заметно округленные характеризуются 2 баллами, 3 бала присвоено хорошо окатанным и округленным обломкам, 4 балла носят прекрасно окатанные и полностью закругленные обломки. Общее число обломков, N1, N2, N3, N4 –число различно окатанных обломков соответственно в каждой из четырех групп. Средняя окатанность (округленность) обломков вычисляется по формуле:

$$К_о= 1N_1+2N_2+3N_3+4N_4/N$$

Важными свидетелями условий формирования четвертичных аккумуляций выступают осадочные слоистые текстуры. Под ними понимаются сочетания признаков строения породы, обусловленные взаимным расположением и ориентировкой частиц, обломков и других составных компонентов в виде горизонтальной, волнистой, косой, диагональной, перекрещивающейся слоистости и их различных модификаций. К текстурным признакам также относятся разнообразные поверхностные (межслоевые) и внутрислоевые знаки и обособления, включения, конкреции, органогенные остатки и разнообразные биогенные проявления. Ими могут являться следы струй, борозды размыва, рябь волнения, усохшие отдельности илов и глин, трещины и борозды усыхания, маломощные песчано-гравийные перемытые прослои, следы корневой системы и ходы землеройных организмов и др.

Текстурный анализ позволяет сделать вывод о гляциогенном, флювиогляциальном, аллювиальном и других конкретных режимах седиментации, об энергетической силе геологической среды формирования отложений, выявляет направление переноса. Важным текстурным признаком являются особенности ориентировки удлиненных зерен и более крупных обломков в моренах. По преобладанию размещения длинных осей крупных частиц можно судить не только о направлении переноса обломочного материала и локальных изменениях течения льда, но и о таких динамических состояниях льда, как активность, состояние пассивности, промерзания и таяния. Так, для активного ледника обломки в моренах обычно наклонены против направления течения льда под углом до 20°. В моренах, сформированных пассивным ледником, наблюдаются значительные разбросы направления длинных осей обломков, а их углы наклона близки к горизонтальной плоскости. Разнообразие наклона длинных осей обломков нередко свидетельствует о гляциодислоцированных моренах, их длинные оси в этих случаях отражают простирание и падение линейных элементов слоя. При осцилляционных подвижках ледника длинные оси грубого материала наклонены как по направлению движения ледника, так и против него.

Хорошо выраженной направленной упорядоченностью длинных осей галечного материала отличаются морены срединных частей наступающего ледника. Для данных морен типична направленная ориентировка удлиненных обломков синхронно пути движения ледника. Умеренное проявление ориентировки удлиненных обломков обнаруживается в пассивных моренах, а также – моренах, вытаявших из внутренних частей ледника. Беспорядочная ориентировка галек присуща моренам, возникшим из омертвевшего льда.

Конечным моренам свойственны падения длинных осей обломков в одну или в противоположные стороны. Падение и ориентировка наклона удлиненных галек в абляционных моренах и напорных конечных аккумуляциях значительно колеблются. Для напорных и насыпных морен кроме беспорядочности в разбросе галек характерны их крутые углы падения. По ориентировке галечного материала можно судить о развитии ледникового потока обтекавших или преодолевавших различные возвышения. Обычно ориентировка грубого материала характеризуется довольно четкой направленностью в осевых частях ледников и менее выраженной, неопределенной и неясной в краевых и прибортовых частях, где скорость движения ледника уменьшена.Для морен, залегающих на склонах и имеющих наклон слоев, наклонение галек близко к углу падения слоя.

В строении морен часто прослеживаются различные гляциотектонические текстуры, которые проявляются в виде чешуйчатости, внедрения одних слоев в другие, плитчатости, различных флексур, разрывов, слоистости за счет изменения окраски, наличия ледниковых отторженцев и т.п.

В местах древнего слияния разных ледниковых лопастей или языков дляморенхарактерна слоистость, вызванная переслаиванием разноокрашенных прослоев. Часто, такая слоистость вызывается

рецессионными и осциляционными подвижками края ледника и послойным движением льда. В зонах интенсивного проявления ледниковых дислокаций выделяются участки морен с типичным чешуйчатым сложением. Нижние части таких морен обладают всеми признаками захвата, внедрения в ледниковую толщу и переноса пород субстрата (Лаврушин, 1976).

Встречаются морены с типичной горизонтальной сланцеватостью. В местах стыка соседних ледниковых языков или лопастей отмечаются морены с вертикальной или наклонной сланцеватостью.

Необходимо учитывать, что динамические режимы разнородных геологических сред, особенно на ограниченных площадях накапливания осадков, во многих случаях сходны или близки друг к другу, вследствие чего формирующиеся слоистые текстуры разного генезиса могут быть морфологически подобны. Следовательно, текстурные характеристики не всегда пригодныв качестве индикаторов генезиса отложений и являются хотя и важными, но второстепенными признаками, которые должны ложиться в основу только в сочетании с другими показателями. Поэтому при генетической интерпретации слоистых текстур следует основываться не только на ведущих механических, биогенных и других факторах образования седиментационных структур, обусловленных движением льда, его талыми водами, атмосферными агентами, но и учитывать последующие стадии формирования, связанные с давлением и отложением горных масс, физико-химическими преобразованиями и т.п. Осадочные текстуры обычно разделяются на первичные, или синседиментационные, и вторичные, или постседиментационные.

К первичным, или синседиментационным, осадочным текстурам относятся текстуры, сформированные прямо в осадке в период его накопления. Такие текстуры отличаются разнообразными видами слоистости, листоватости, слойчатости, а поверхность иногда – рябью, следами эрозионных размывов, углублением и т.п. К вторичным, или постседиментационным, осадочным текстурам относятся текстуры, возникающие в отложениях уже после их накопления. Они часто обусловлены вертикальными или горизонтальными перемещениями отложений, нередко носят следы различных нарушений, трещин высыхания и растрескивания, нагрузок на нижезалегающие аккумуляции. Слои имеют разнообразные изгибы, оползневой или конволютный вид, знаки ряби на поверхности, разделены морозобойными клиньями и др. Необходимо различать между собой все виды гляциотектонических, термокарстовых, солифлюкционных и морозобойных вторичных нарушений, которые важны для выявления генезиса отложений. Например, постседиментационными текстурами, подтверждающими перигляциальную обстановку осадконакопления, являются различного рода криотурбации, которые проявляются в виде клиньев, форм облекания, других динамических деформаций, обусловленных низкими температурами в избыточно увлажненных отложениях.

Важный диагностический признак осадочных слоистых текстур – слой. Слоям свойственнасильно различающаяся площадь распространения. Мощность слоя – от нескольких сантиметров до нескольких метров. К слою относят любое более или менее литологически однородное тело ограниченное поверхностями наслоения или напластования. Как правило, дляслоя характерны небольшие колебания гранулометрического и минералогического состава.

Формирование слоя соответствует более или менее устойчивому и стабильному режиму осадконакопления, в то время как появление поверхностей наслоения связывается с быстроизменяющимися условиями аккумуляции осадка. Разделение осадков на слои проявляется в виде слоистости. Под слоистостью понимается неоднократное чередование седиментогенных, обычно разномасштабных, реже близких по размерам слоев. Слоистость обусловлена наслоением последовательных доз осадков, имеющих разный состав.

Различные виды слоистости дают материал исследователю о динамических условиях аккумуляции осадка, показывают степень равномерности в накоплении осадков, характеризуют литогенетические особенности отложений. Так, удлиненные (до нескольких метров) косослоистые пески с волновым характером, частым срезанием, сменой углов падения косых слойков эолового генезиса довольно легко отличить от речных слоев, размеры которых в длину не более одного-полутора метров. Косая слоистость указывает на накопление осадков в поступательной среде. Мощность серий свидетельствует о скорости накопления материала, а падение слойков указывает на направление его переноса в определенном месте (Ботвинкина, 1965).

Слой состоит из участков или слойков (первичные компоненты слоистости). Они выделяются внутри слоя и ограничены снизу и сверху отчётливыми или весьма разборчивыми поверхностями, Площадь слойков небольшая. Мощности составляет всего несколько сантиметров. Разделение слойков друг от друга зависит от различий гранулометрического, минералогического состава или других особенностей распределения составляющих компонентов, а также от цвета минералов. Слойки, близкие по форме, составу, мощности, имеющие параллельный облик, представляют в совокупности серию или группу серий слойков.

Внутреннюю текстуру слоев четвертичных отложений представляет слойчатость, под которой понимается горизонтальное, наклонное или косое расположение слойков, их модификаций и серий в почти однородных минералогических и петрографических аккумуляциях в пределах слоя. Динамической основой формирования слойчатой текстуры выступают небольшие по времени пульсационные осадкообразующие условия.

## 2.3. **Конкреции и генезис отложений**

В четвертичных отложениях довольно широкое распространение имеют конкреции, представляющие собой аутигенные минеральные обособления

вместе с глинистыми минералами. Они встречаются в виде стяжений, желваков и включений, которые отличаются от вмещающих осадочных пород по форме, размерам, вещественному составу, внутреннему строению, плотности, цвету и другим признакам. Конкреции – это особые литолого-геохимические индикаторы природной среды, уже сформированных осадков. Факторами конкрециеобразования являются гидрохимические условия, изменения климата, привнос органики, подземные и грунтовые воды, гипер-генные преобразования и пр. Вследствие указанных причин, а также в результате инфильтрационных или диффузионных подтоков соответствующих конкрециеобразующих растворов с концентрацией водородных ионов (pH) и окислительно-восстановительным потенциалом (Eh), ионно-молекулярным составом поровых вод и последующих диагенетических преобразований возникают разнообразные карбонатные, окисные, фосфатные, сульфидные и другие минеральные стяжения.

Внутреннее строение конкреций обусловлено материалом вмещающей породы, составом конкрециенакопителей, отлагающих минеральное вещество в виде концентрического нарастания вокруг первичных ядер, которыми могут быть зерна, обломки, органические остатки, бактериальные скопления и т.п. Внутреннее строение конкреций бывает однородным, радиально-волокнистым, оолитовым и т.п. Во многих случаях, в сколах конкреций хорошо прослеживается концентрически зональное, иногда скорлупковое внутреннее строение. В центральных частях конкреций наблюдается афанитовое монолитное плотное вещество различных цветов, попадается также порода, разбитая сетью трещин или легко рассыпающаяся на мелкую изометричную крошку, а также порошковидный и землистый материал – от светло-серого до черного с зелено-ватыми оттенками. Поверхность конкреций изменяется от гладкой и ровной до шероховатой, бугорчатой и причудливо искривленной. Попадаются конкреции с вросшими с поверхности обломками и зернами различных пород, которые зачастую по размерам значительно больше, чем сами конкреции. Цвет конкреций определяется вещественным составом. Например, известковистые конкреции имеют более светлые цвета, чем вмещающие породы. Наблюдаются конкреции как однородных, так и пятнистых тонов, различие цветов выветрелой поверхности и свежего скола. Встречаются конкреции буроватого, буровато-оранжевого, буровато-красного, красного, желтого, темно-бурого, черного, зеленоватого и других оттенков.

Конкреции размером до 2 мм считаются микроконкрециями или оолитами и оферолитами. Чаще попадаются конкреции размером от 2 мм до 20 см. Конкреции более 20 см в диаметре относят к мегоконкрециям. Встречаются округлые, уплощенные и линзовидные, цилиндрические или неправильной формы, желваковидные и неравноплитчатыеконкреции, конкреционные псевдоморфозы по корням растений. Шарообразные и эллипсовидные конкреции обычно отмечаются в литологически однородных и неслоистых отложениях, уплощенные, линзовидные, лепешкообразные конкреционные – чаще в слоистых породах, а их длинные оси стяжений

параллельны плоскостям напластований. Болотные конкреции имеют неправильные, часто ветвистые формы.

Карбонатные конкреции в виде различных форм и размеров стяжений, желваков, конкреционных плит и глыб значительных размеров (до 1-2 м и более) представляют кальцитовые и кальцит-арагонитовые, реже сидеритовые и доломитовые образования с различным содержанием глинистой, песчанистой и гравийной примеси. Иногда в карбонатном цементе заметную роль играют железо и магний. В глинисто-алевритовых отложениях порой встречаются карбонатные конкреции шаровидной формы, которые можно принять за окатанные валуны. Попадаются карбонатные конкреции с зацементированными вместе с тонкозернистой составляющей осадка обломками и зернами различных пород, которые на разную глубину включены в тело конкреции. Они бывают по размерам значительно больше, чем сами конкреции, и второй частью находятся во вмещающих отложениях.

Встречающиеся в моренных образованиях карбонатные конкреции часто привязываются к зонам внутрипластовых надвигов, местам переуплотнения породы, обусловленных гляциотектоническими процессами, а также адсорбционных барьеров в ходе отжатия вод из полостей осадка в результате действия стресса (Чугунный, Лаврушин, 1985).

Характер встречаемости конкреций разнообразен: бывают единичные и беспорядочно разбросанные экземпляры, иногда они приурочены к определенным слоям, частям слоя или к границам слоев, а иногда связаны только с определенными гранулометрическими фракциями пород или особенностями вещественного состава.

Для генетического анализа и палеогеографических реконструкций наибольшее значение имеют конкреции, залегающие на месте своего образования (in situ), а не переотложенные и остаточные (перлювиальные).

Карбонатные конкреции различных конфигураций, почти полностью представленные углекислым кальцием с небольшой примесью марганца, попадаются в почти лишенных органики ленточных и слоистых глинах и алевролитах озерно-ледникового генезиса. Многие карбонатные конкреции в озерных глинах и алевритах имеют тесную связь своего строения и состава с текстурой и составом вмещающих пород. Они обладают облекающей полосчато-слоистой текстурой в виде чередующихся прослоев глинистого и более грубого материала, представленного кварцем, полевым шпатом, пироксенами, хлоритами, а также с рассеянным органическим веществом. При этом границы между карбонатными участками и глинисто-карбонатной массой довольно резкие. Доля крупного материала может достигать 20%.

К песчаным и песчано-гравийным аллювиальным и дельтовым аккумуляциям нередко привязываются оксидные железисто-марганцовистые конкреции. Формируются они обычно за счет окисления сидеритового ядра и примесей родохрозита и последующего диффузионного нарастания железа и марганца на первичное ядро. Железисто-фосфатные или вивианитовые конкреции присущи озерным глинам, осаждение которых происходило в условиях значительного насыщения органическим материалом. Железистые и

глинисто-железистые конкреции, а также песчаные массы, слабосцементированные бурыми гидроксидами железа, обычно тяготеют к участкам надвигов и диапиризма. Часто формы цементации самые причудливые – вплоть до мелких пятен, полос ожелезнения и мощных линзообразных очертаний значительных размеров, мощностью 1-8 м и более и длиной до 5-10 и более метров. Переход конкреций во вмещающую породу может быть как резкий, так и постепенный, расплывчатый. В местах распространения конкреций мощность осадочных слойков породы порой заметно уменьшается, а слои, огибающие конкреции, не носят следов механической и химической деструкции. Встречаются полуконкреции в виде нечетких овоидных обособлений уплотненного осадка, слабо пропитанные гидроксидно-железистыми соединениями.

По вещественному составу обычны конкреции, сложенные карбонатным и глинистым материалом, несколько более редки образования из окисидов, гидрооксидов, сульфатов, фосфатов, сульфидов и др. Некоторые конкреции, представленные сидеритом, кальцитом и доломитом, характеризуются включениями органических остатков, обломками раковин пресноводных моллюсков.

Химико-минеральный состав конкреций, в отличие от аутигенных минералов, почти не видоизменяется. Не подвергаются превращению и их структурно-текстурные особенности. Несмотря на то, что конкреционный анализ пока не нашел широкого применения в практике фациального анализа, указанное здесь позволяет применять сведения о конкрециях для распознавания геохимических условий диагенеза вмещающих их отложений, для установления палеоклиматических особенностей, для определения стадийности литогенеза и т.д.

## 2.4. **Генезис отложений по палеонтологическим остаткам**

Растительные и животные остатки, встречающиеся в отложениях, помогают получить важные выводы об условиях седиментогенеза. Палеонтологические остатки (плоды и семена, пыльцы и споры, диатомовые водоросли, кости млекопитающих, остатки насекомых, остракод, раковины моллюсков и др.) позволяют восстанавливать условия существования и образ жизни организмов в прошлые геологические эпохи, в том числе соотношение и зависимость между организмами и средой их обитания. Подавляющее количество видов флоры и фауны четвертичного периода живет и в настоящее время. Это позволяет проводить аналогию с современной флорой и фауной и выяснять условия образования тех отложений, в которых находятся остатки данных ископаемых организмов.

Палеонтологические остатки содержатся в межледниковых и интерстадиальных осадках всех генетических типов и фаций четвертичной системы Беларуси, в то время как в ледниковых и водно-ледниковых отложениях они практически отсутствуют.

Вопросы тафономии и определения генезиса отложений по палеонтологическим остаткам рассмотрим на примере четвертичной фауны

моллюсков. В результате тафономических построений и классификаций разных авторов к настоящему времени признаны следующие четыре этапа формирования ископаемых малакофаун, объединённых в понятия: биоценоз, танатаценоз, тафоценоз и ориктоценоз (палеоценоз). Тафономический анализ четвертичной малакофауны можно проводить “снизу вверх”, от ископаемых фаун к современным. Вместе с тем, тафономические этапы можно восстанавливать, используя принцип актуализма, и “сверху вниз” – от познания современных ценозов моллюсков вплоть до выяснения степени фоссилизации раковин. Если тафономический анализ проводить “сверху вниз”, то первый этап (жизнь) необходимо связать с термином “биоценоз”, в отношении малакофаун – “малакоценоз”. Он предполагает знание экологии современных моллюсков, населяющих данную ландшафтную фацию. Основное внимание при анализе малакоценозов должно быть обращено на среду жизни вида (экосистему), с тем, чтобы её можно было трансформировать в палеосреду (палеоэкосистему, геологическую фацию).

На втором этапе анализа малакофаун – тафаноценозе – предстоит выяснить, каким образом раковины умерших моллюсков очутились в данном танатотопе. Здесь могут быть различные ситуации: раковины остались на месте их прижизненного обитания либо перенесены на некоторое неопределённое расстояние. А. Друщиц (1979) предлагает различать три типа танатоценозов: некроценозы или остатки организмов, связанные с местом их жизнедеятельности (аутохтонные танатоценозы), аллоценозы или остатки организмов, перенесенные и скученные вне места жизни (параутохтонный танатоценоз), и микстоценоз или аутохтонные и параутохтонные остатки организмов, смешанные вместе. Практика показывает, что существует ещё один тип танатоценоза, который можно назвать псевдоценозом. Этот тип, достаточно редко встречающийся в палеоценозах, связан с размывом отложений и переотложением раковин из более древних слоев в более молодые. На этапе танатоценоза предстоит разрешить проблему соответствия фауны моллюсков определенному генетическому типу отложений. На первый взгляд, такое соответствие очевидно, и одно время оно широко использовалось для решения палеогеографических задач, как например, проблемы генезиса лёссов. Ведь, в самом деле, раковины озёрных моллюсков должны захороняться в озёрных отложениях, реофилов – в аллювиальных, а наземных моллюсков – в субаэральных образованиях. Однако на деле картина бывает гораздо сложнее. Условия обитания и захоронения самые идеальные, по–видимому, в морской среде.

Континентальные моллюски находятся совершенно в ином положении: для моллюсков пресных вод среда обитания животного и захоронения их раковин могут не совпадать, для наземных видов – эти условия не совпадают почти никогда. Раковины наземных моллюсков после гибели животных смываются дождевыми, талыми и паводковыми водотоками вниз по склону и попадают в конечном итоге в танатоп местного водосборника (чаще реки, озёра, болота), где и находят себе благоприятные условия для захоронения. Если в данном случае имелась своя, например, речная фауна моллюсков, то в

ископаемое состояние (тафоценоз) перейдёт смешанная их ассоциация. Особенности формирования состава танатоценозов обусловлены рядом природных факторов, среди которых основное значение имеют климат, пересечённость местности, наличие рек, озёр, болот, площадь водосбора, интенсивность природных процессов, высота паводков.

| Фауна | Экологический тип | Экологическая группа | | Характерные виды |
|---|---|---|---|---|
| Наземная | Лесные виды | 1. Сомкнутый лес | | *Acicula polita, Vertigo pusilla, Acantinula aculeata* |
| | | 2. Преимущественно лесные пространства | | *Vitrea crystallina, Bradybaena fruticum, Arianta arbustorum* |
| | | 3. Влажные лесные биотопы | | *Clausilia pumila, Macrogastra ventricosa, Perforatella bidentata* |
| | Виды открытых пространств | 4. Степь | | *Pupilla sterri, Condrula tridens* |
| | | 5. Открытые пространства | | *Pupilla muscorum, Vertigo pygmaea, Vallonia pulchella, Vallonia costata* |
| | Мезофилы (индифференты) | Лесные и незалесенные | 6. Сухие (ксеро-термические) | *Cochlicopa lubricella* |
| | | | 7. Средневлажные | *Cochlicopa lubrica, Punctum pygmaeum, Nesovitrea hammonis, Euconulus fulvus* |
| | | | 8. Влажные | *Carychium tridentatum, Vertigo angustior, Vertigo substriata, Sussinea oblonga* |
| | Гидрофилы | 9. Побережья, болота | | *Carychium minimum, Vertigo antivertigo, Vertigo geyeri, Zanitoides nitidus* |
| Пресноводная | | 10. Малые, периодически исчезаемые водоемы | | *Valvata cristata, Lymnaea truncatula, Anisus leucostomus* |
| | Стагно-филы | 11. Озера | | *Valvata piscinalis, Bithynia tentaculata, Lymnaea stagnalis, Pisidium milium* |
| | Рео-филы | 12. Реки, ручьи | | *Theodoxus fluviatilis, Viviparus viviparus, Lithogliphus naticoides* |

Рис. 2.2. Экологическая классификация четвертичных моллюсков Беларуси на основе экологической классификации современных моллюсков В. Ложека (Ložek, 1964) и С.В. Александровича (Alexandrowicz, 1987)

Итак, основным значением при выяснении генезиса отложений по малакофауне обладают пресноводные моллюски. Эта группа видов имела широкое распространение в четвертичном периоде на территории Беларуси и соседних регионов (Санько, 2007). Любой пресноводный вид занимает более или менее ясно очерченную экологическую нишу. На этом основании он входит в одну из трех групп моллюсков (реофилы, стагнофилы, гидрофилы) с

аналогичными или близкими экологическими требованиями (рис. 2.2). В таком случае ассоциацию четвертичной малакофауны, в которой преобладают реофилы следует определять как аллювиальную, стагнофилы – как озерную и гидрофилы – как болотную. Малакофаунистические исследования дают также богатый материал, позволяющий проводить диагностику не только генетических типов отложений, но также групп фаций и отдельных фаций.

## 2.5. **Связь окраски отложений с их генезисом**

Окраска различных генетических образований, в том числе разновозрастных морен, — также важная диагностическая особенность. Генетическими признаками отложений могут служить цветовые свойства (однородность, пятнистость, полосчатость, насыщенность, изменение с глубиной и трещиноватостью осадков, приуроченность к определенным горизонтам или слойкам, к конкрециям, к органическим и другим включениям), которые используются при восстановлении генезиса аккумуляций, слагающих четвертичную толщу. Цвета отложений и их первичная обусловленность (хромофоры) зависят, в основном, от пелитового и пелитоморфного материала и в значительной мере определяются литологией пород ложа, по которому продвигались ледники.

Некоторые генетические образования, формирования которых обусловлены различными питающими провинциями и путями продвижения обладают неодинаковыми цветовыми оттенками. Вариации цвета морены позволяют судить о принадлежности морены к различным ледниковым потокам, лопастям, языкам, о фазиальных и осцилляторных стадиях развития ледника.

Первичная окраска, возникшая во время ледникового седиментогенеза, довольно часто изменяется впоследствии как результат постседиментационных процессов. На изменение первичной окраски, появление различных вторичных оттенков и пятнистости оказывают влияние гипергенные преобразования. Важнейшими агрессивными агентами здесь являются кислород воздуха и кислород, растворенный в грунтовых водах, природные растворы кислот и щелочей, органические соединения и др.

Бурые, коричневатые, красноватые и желтоватые тона объясняются тонкорассеянными оксидами и гидрооксидами железа, переходом бурых гидроксидов железа в красноватые окислы. Вообще, для выветрелых морен характерны красноватые и желтоватые оттенки. Большую роль играют закисные соединения железа, придающие отложениям синеватые, зеленоватые и серые цвета. Темные цвета четвертичных отложений обычно свидетельствуют о наличии органики, окислении органических соединений, наличии тонкодисперсных сульфидов железа, а зеленоватые — о примеси глауконита или железистых хлоритов. Голубовато-зеленые (сизые) оттенки присущи участкам пород гипергенного оглеения. Темная и черная окраска песчаных отложений может быть обусловлена высоким содержанием или шлиховыми прослоями магнетита, ильменита, гематита, гранатов. Встречаются темные, реже черные пески, сцементированные оксидами

марганца. Серые тона могут быть вызваны наличием пелитоморфного или обломочного карбонатного материала, появившегося за счет захвата и разрушения подстилающих карбонатных пород, а также влиянием сульфатно-кальциевых и карбонатно-кальциевых вод.

Таким образом, окраска отложений в определенной мере отражает состав и генезис породы, указывает на среду осадконакопления, позволяет определять особенности формирования отложений. Надо учитывать, что цвет породы зависим от ее влажного или высохшего состояния и определяется по излому или срезу воздушно-сухой массы.

## 2.6. **Физико-механические свойства отложений различных генетических типов и фаций**

Физико-механические свойства отложений зависят от их вещественного состава и обладают такими физическими и механическими качествами, как удельный и объемный вес, пористость, естественная влажность и влагоемкость, набухание, размокание и усадка, пластичность и липкость, водопроницаемость, способность к деформациям, текучесть и просадочность, сопротивление сдвигу и сжимаемость и др.

Многие физические и деформационные особенности четвертичных отложений в значительной мере были предопределены их генетической природой формирования. Моренные отложения разного возраста имеют довольно устойчивыйи близкий удельный вес. По данным А.Кагана и М.Солодухина (1971) удельный вес поозерских моренных суглинков колеблется в интервале 2,63-2,71 г/см$^3$ (в среднем 2,67 г/км$^3$), моренных супесей - 2,64-2,76 г/см$^3$, (в среднем 2,70 г/см$^3$). Супеси и суглинки основных морен сожского возраста имеют удельный вес в пределах 2,64-2,76 г/см$^3$ (в среднем 2.70 г/см$^3$), а днепровские суглинки основных морен 2,66-2,75 г/см$^3$ (в среднем 2,70 г/см$^3$).

Плотность морены часто безотносительна к региону распространения, однако вниз по разрезу значения объемного веса и объемного веса скелета обнаруживают тенденцию к возрастанию. Так, абляционные морены отличаются более низкими показателями, чем более глубоко залегающие донные и внутренние моренные аккумуляции. Прямую связь с плотностью имеют пористость и коэффициент пористости, цифровые характеристики которых вниз по профилю несколько возрастают. Наименьшей пористостью и коэффициентом пористости обладают донные морены, наибольшей – абляционные морены. Следует отметить, что моренные отложения вообще характеризуются большим объемным весом и более низкой пористостью в сравнении с другими генетическими типами отложений.

Между коэффициентом пористости и показателем уплотненности также прослеживается определенная связь. Средние значения показателя уплотненности для сожской морены составляют примерно 0,4, для днепровской – примерно 0,8. В конечных моренах широкий разброс значений, которые могут быть как более высокие, так и более низкие.

Различная степень дисперсности, разнообразие условий залегания и гидрогеологической обстановки на отдельных площадях определяют пределы значений естественной влажности. Несмотря на то, что влажность моренных отложений по вертикали изменяется незначительно, меньшей влажностью и полным водонасыщением отличаются донные морены, большей – абляционные морены. Кроме гранулометрического и минерального состава, климата, гидрогеологических условий на влажность морен оказывает влияние количественное содержание монтмориллонита, с увеличением которого влажность возрастает.

Низкие значения влажности в моренах отражаются на пределах текучести ираскатывания. Это объясняется незначительным содержанием глинистых частиц, их гидрослюдистым составом и преобладанием поглощенного комплекса Ca и Mg.

Прочность моренных отложений тесно связана с ледниковой седиментацией и обусловлена относительно высокой плотностью и небольшой влажностью. Их деформационные особенности прямо коррелируются дисперсностью, минеральным составом, степенью водонасыщенности, структурными связями и общим физическим состоянием отложений (Каган, Солодухин, 1971).

## 2.7. **Рельеф и генезис четвертичных отложений**

Многообразие условий формирования ледниковых отложений при движении льда вперед, стабилизации и омертвении, а также особенности субгляционального, интрагляциального и супрагляциального вытаивания из толщи льда и в краевой зоне ледника приводят к сложным парагенетическим связям с рельефом. Динамическиеагенты геологических и рельефообразующих факторов порождают в разных сочетаниях многочисленные группы форм ледникового рельефа, соответствующие специфике фронтальных (краевых), предфронтальных и зафронтальных способов и различий аккумуляции материала.

Анализ геоморфологических особенностей, условий формирования рельефа и характера различий отдельных форм во многом способствует правильному пониманию природы генетических типов отложений и составляющих их литологических аккумуляций. Действительно, понять историю и динамику изменения рельефа можно в связи с выяснением особенностей геологического строения четвертичных отложений и наоборот. Инструментом для осуществления геоморфологических исследований является генетическая классификация рельефа, вариант которой приводится ниже (табл. 2.1).

Весьма важна мощность ледника. С убыванием мощности льда, особенно в пределах периферических зон, ледник подчиняется подстилающей поверхности. При этом поверхность ледника отражает черты рельефа ледникового ложа, если его превышения составляют не менее одной трети мощности льда (Марков, Капица, 1962).

Таблица 2.1

Генетическая классификация рельефа Беларуси

| **Группа** | **Тип** | **Подтип** | **Форма** |
|---|---|---|---|
| Гляциальная | Ледниковый | Донноморенный | Моренная равнина |
| | | Краевые морены | Конечно-моренная гряда, холм или вал |
| | | Экзарационный | Ложбины ледникового выпахивания и размыва |
| | Водно-ледниковый | Флювио-гляциальный | Зандры, озы, флювиокамы и массивы, камовые террасы, дельты, ложбины стока |
| | | Лимно-гляциальный | Низина, равнина, лимнокам, звонец, орешек |
| | Криогенный | | Гляцио- и термокарстовая западина, пинго |
| Аквальная | Аллювиальный | | Речная долина, надпойменная терраса, пойма, русло, старица |
| | Озерный | | Озерная котловина, терраса |
| | Временные водотоки | | Овраг, балка, эрозионная борозда, промоина |
| | Источниковый | | Источниковое русло, терраса |
| | Карстовый | | Карстовые котловины |
| | Суффозионный | | Суффозионные западины |
| | Делювиальный | | Ареал смыва, делювиальный шлейф и плащ |
| | Пролювиальный | | Пролювиальные конусы и шлейфы |
| Гравитационная | Обвальный | | Обвальный склон |
| | Осыпной | | Осыпные желоба, конусы и шлейфы |
| | Оползневой | | Оползневой склон и оползневая терраса |
| Эоловый | Дюнный | | Песчаная гряда, дюна, плато |
| | Лессовый | | Лессовая равнина |
| Элювиальная | Почвенный | | Почвенный покров |
| Фитогенная | Болотный | | Торфяник верховой, переходный, низинный |
| Антропогенная | Техногенный | Аккумулятивный | Отвал, насыпь, курган, дамба |
| | | Выработанный | Карьер, водный канал, водохранилище, пруд |

Характер поверхности территорий, покрывавшихся ледниками, в значительной мере отражает генетическую специфику составляющих их ледниковых аккумуляций. Формирование топографических объектов и наполняющих их литологических осадочных комплексов были пред-определены единым геолого-генетическим процессом, вследствие чего

многие геоморфологические объекты имеют близкое или одинаковое внутреннее и внешнее генетическое единство. В целом морфогенетическая разнородность ледникового рельефа обусловлена многими причинами: динамической активностью ледника, соотношением площадей ледниковой экзарации и аккумуляции, характером предшествующего рельефа, изменением мощности ледника, особенностями его таяния и деградации и др.

Существенный фактор установления генетических типов четвертичных отложений – правильное понимание форм рельефа, с которым они конгруэнтно или коррелятно связаны. Цель таких исследований – выявление морфологических различий и признаков поверхности и конформного им содержания в их генетической неразрывности. Важную роль здесь играет степень участия ведущих геолого-динамических агентов. В первую очередь это относится к определению характера и силы воздействия ледниковых, флювиогляциальных, лимногляциальннх, аллювиальных и других движущих сил. В дальнейшем должно производиться более дробное расчленение на отдельные разновидности с учетом их внешних различий и внутреннего строения. Например, отложения конечных морен в рельефе могут проявляться в виде холмисто-грядовых, холмисто-увалистых, всхолмленных, платообразных, кольцевых, ребристых и других форм. Нередко они имеют вид маргинальных гряд и валов, угловых массивов. Основные морены зачастую соответствуют плоским, полого-волнистым, волнистым, желобчатым и другим поверхностям равнинного характера.

К флювиогляциальным аккумуляциям имеют отношение такие формы, как равнинные, долинные, гляциодепрессионные, межгрядовые, западинно-котловинные и другие зандры, дно долин стока талых ледниковых вод, радиальные и маргинальные озы, насыпные, наслоенные или смешанные камы, озо-дельты, зандро-дельты, дельты приледникового озера. С лимногляциальными генетическими аккумуляциями связаны равнины приледниково-озерного, аккумулятивного, абразионного и аккумулятивно-абразионного характера, платообразные холмы (звонцы) округлой платообразной и продолговатой формы, лимногляциальные увалы бывших проталин в омертвевшем льду, прибрежные ледниково-озерные валы и др.

Практическое применение результатов изучения рельефа состоит в инженерной оценке рельефа при строительстве, мелиорации, экологии и природопользовании. Геоморфологическое изучение не должно ограничиваться современным рельефом. Методы геоморфологических исследований играют определяющую роль при характеристике рельефа дочетвертичных отложений. С помощью геоморфологических методов оценивают, насколько его первичный рельеф преобразован деятельностью покровных ледников. Особое значение в этом отношении имеет диагностика линейных углублений – древних речных долин и ложбин ледникового выпахивания и размыва.

# Глава 3. **ЛЕДНИКОВЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД**

Моренные образования представляют собой наиболее распространенные и специфические разновидности четвертичных осадочных отложений ледникового (гляцигенного) парагенетического ряда. Упрощенная схема распространения моренных отложений у края ледника показана на рис. 3.1.




Рис. 3.1. Моренные отложения у края ледника

Моренные отложения – результат процессов ледникового захвата пород субстрата, по которым двигались ледники, последующего переноса, смешивания, механической переработки и аккумуляции ледником обломочного и глинистого материала, иногда с проявлениями внешнего давления, гравитационных оползаний, других нарушений. Моренные отложения часто не имеют признаков дифференциации материала, реже наблюдается незначительная его сортировка за счет некоторого участия талой ледниковой воды. Эти отложения характеризуются разной гетерогенностью, полимиктовостью вещественного состава, в том числе присутствием дальнеприносных (эрратических) обломков пород и минералов, площадной (локальной и зональной) изменчивостью вещественного состава. В общем виде морены представляют собой массивные, нестратифицированные, часто гляциотектонически деформированные, внешне хаотичные скопления, в основном, неокатанных, полуугловатых и полуокатанных обломков и частиц самых разнообразных размеров – от глинистой составляющей до глыб и валунов, часто со штриховкой параллельно длинным осям. При более детальном изучении моренные отложения нередко обнаруживают следы стратифицированности, они носят рассланцованный или сланцеватый

характер. На уплотненных плитчатых и сланцеватых разностях можно выявить микроштриховку. Длинные оси обломочного материала имеют ориентировку по направлению местного движения ледника.

В англоязычной литературе близкие термины, обозначающие морену, – till (тилл) и lodgement (лоджемент) till. Некоторая седиментационная переработка, перемещение вытаивающего моренного материала позволяет выделять среди группы отложенных морен первичные морены (ортотиллы – откладываемые непосредственно ледником в результате первичных ледниковых процессов) и вторичные морены (аллотиллы – откладываемые из ледника в результате вторичных процессов).

Важнейшие факторы формирования ледниковых моренных отложений:

1) мощность, типы движения ледника (прежде всего, глыбовый тип движения или скольжения, как наиболее мощный и динамичный, а также вязко-пластичный);

2)характер динамического взаимодействия льда с его ложем и возникновение абродированности, бороздчатости, гляциодинамической деформации субстрата на глубину, отрыв фрагментов пород ложа в результате вмораживания в лед, выпахивание и истирание ложа обломками, включенными в основание ледника;

3) возникновение форм статического выдавливания под воздействием ледниковой нагрузки, различных форм выжимания и выдавливания (вплоть доморенных гряд), располагающихся под различными углами по отношению к движению ледника и отражающие рисунок трещин и ослабленных зон основания ледника;

4) дезинтеграция пород ложа ледником без четких признаков механической дифференциации и ориентировки обломков и зерен;

5) накапливание обломочного материала в теле ледника с наследованием текстур движущегося льда (вытянутые по движению льда и имеющие обтекаемые очертания);

6) скорость таяния льда и динамика освобождения ледникового обломочного материала;

7) гидростатическое воздействие подледниковых вод;

8) влияние рельефа на ледниковую седиментацию;

9) оползание, скольжение, падение, разрушение структурных связей формирующейся морены под воздействием гравитационных процессов.

Многообразие и специфические черты развития ледниковых покровов, проявляющихся в ледниковых (гляцигенных) аккумуляциях, демонстрируется Н.Г. Судаковой (1990) в виде модели ледникового литогенеза (рис. 3.2).

Процессы формирования моренонасыщенного льда происходили в нижних приконтактных слоях разрушения пород ложа. В них, по данным Ю.А. Лаврушина (1976) выделяются зоны экзарационного среза, ближнего переотложения отторгнутых обломков скальных пород и других отложений субстрата, складок волочения, линейных знаков в основании моренного слоя, внедрений гляциодаек и гияциодиапиров. В ходе глыбового движения льда по ложу захваченный обломочный и рыхлый материал перемещался в более

высокие слои льда, которые скользили по нижележащим. Значительную роль в образовании моренасыщенного льда играли трещиноватость льда и его талые воды. Э.А. Левков (1980) указывает, что перемещающийся ледник, подобно бульдозеру, в своей передовой части часто сгребал, сминал или выжимал переувлажненные породы субстрата. Подстилающие отложения подвергались разнообразным складчато-чешуйчатым или скибовым нарушениям, возникали инъективные и отторженцевые формы. При этом, наступающий фронт краевой части ледника, указывает Ч.П. Кудаба (1972), своей массой нередко выдавливал породы субстрата из-подо льда или в полости подо льдом высотой до 10-20 м. Некоторые из таких грядообразных возвышений оформлялись в результате совместного действия напора, выдавливания и насыпания.

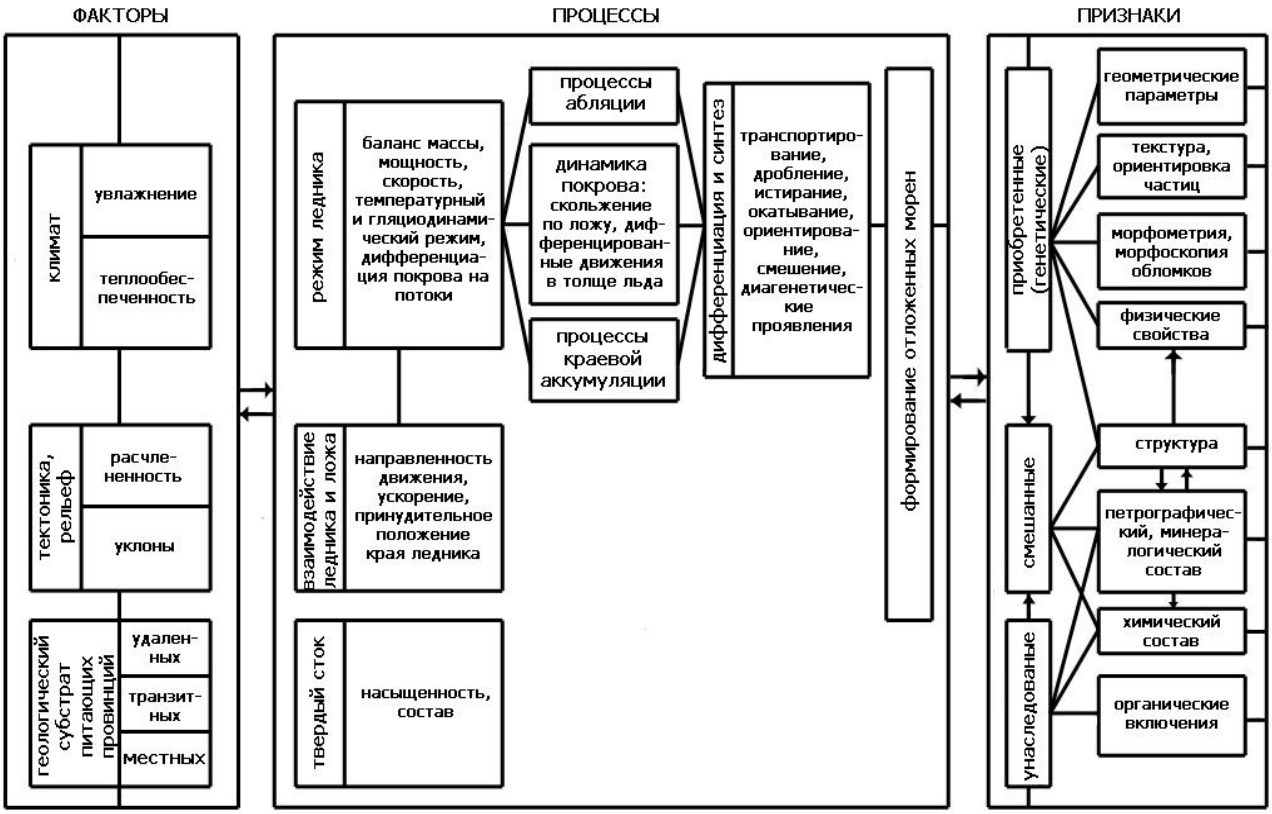



Рис. 3.2. Модель ледникового литогенеза (по Н.Г. Судаковой, 1990)

Различные виды гляциодислокаций часто проявлялись в полосе распространения стабилизационного и регрессирующего, не имеющего способности к движению ледника. Это обусловлено тем, что при таянии ледниковых моренонасыщенных масс происходили просадочные и оползневые деформации. При выжимании переувлажненных и вязких осадков в трещины, размытые стены и другие полости или ослабленные участки, нагнетались разнообразные инъективные конфигурации гляциокуполов, гляциодаек и т.п. Мощность моренооодержащей ледниковой массы возрастала на участках внутренних потоков льда, на стыках соседних лопастей, в краевых частях ледников. Она зависела от региональных и

локальных топографических особенностей гляциоседиментогенеза и наиболее увеличивалась перед уступами, обращенными против движения ледника, в понижениях древнего рельефа и ложа ледника, в пределах теневых участков возвышений подстилающей поверхности (Раукас, 1978). Объем моренонасыщенности льда, кроме того, прямо зависел от активности продвижения ледника и литолого-петрографических прочностных и деформационных свойств субстрата ложа.

Указанные особенности в сочетании с климатическими факторами, талыми ледниковыми водами, определяли различные способы ледниковых аккумуляций и развития отдельных генетических типов и фаций со свойствами их вещественного состава, текстурными и структурными различиями и другими специфическими характеристиками.

В местах наиболее повышенных участков дочетвертичного рельефа аккумулировались краевые ледниковые образования. На проксимальных склонах возвышенностей интенсивно формировались конечные морены. К проксимальным склонам цокольных и аккумулятивных островных поднятий наиболее часто приурачивались полосы и участки моренного холмистого рельефа.

Признаками моренных отложений являются значительные площади распространения, сложность строения и разнообразие условий залегания, невыдержанность вещественного состава на близких расстояниях и в разрезе, своеобразие динамических текстур и структур, слабое разделение материала по плотности, значительное количество малоустойчивых компонентов, большая плотность и меньшая водонепроницаемость, более широкий диапазон размеров обломков и частиц, чем у других генетических аккумуляций четвертичной толщи. Характерное бимодальное, а нередко полимодальное распределение обломков, алевритовых и глинистых частиц обусловлено, с одной стороны, захватом рыхлых отложений ложа, с другой – измельчением и истиранием пород в леднике или в его подошве. Вещественный состав морен зависит от литологических характеристик подстилающих пород, захваченных ледником на пути его продвижения. Поэтому даже одновозрастные моренные горизонты могут отличаться по гранулометрическому и литологическому составу на разных площадях, что прямо указывает на влияние местных пород.

Не мнению А.Н. Маккавеева (1978), вне Балтийского кристаллического щита верхнеплейстоценовые ледниковые аккумуляции на 70-80% представлены местными отложениями. В.А. Исаченков считает, что в пределах северо-запада Русской равнины объем четвертичной толщи состоит всего на 25-30% из дальнеприносных скандинавских пород, остальная часть приходится наисходные коренные породы. По данным А.В. Матвеева (1982) объем материала, принесенного из питающей провинции Фенноскандии, на территории Беларуси изменяется от 18% на севере до 2% на юге (в среднем 8-10%). При этом главными ингредиентными составляющими моренных отложений являются кварц (65,5%), полевые шпаты (9,0%), карбонаты (8%) глинистые материалы (13,5%, прочие образования (2,5%).

Гранулометрический состав морен имеет достаточно четкую связь с особенностями материнских пород ложа и, кроме того, определяется динамикой ледника, длительностью перекоса, механической переработкой и выветриванием в процессе седиментации. Для морен Беларуси характерно изменение гранулометрических показателей в сторону уменьшения средних величин с севера на юг. В этом же направлении в моренах снижается общее количество валунов.

Среди различных генетических типов четвертичной отложений Беларуси, расположенных в пределах сожского оледенения, морены широко распространены и составляет более половины объема четвертичного чехла. Морены поозерского, сожского, днепровского оледенения на территории страны выходят на дневную поверхность. Березинская морена обнажается только в долинах рек.

В моренах содержится более 50 минеральных видов. Легкие минералы составляют абсолютные большинство – примерно 99%всей массы анализируемых минералов. Всегда отмечается преобладание кварца (общее содержание, как правило, более 70%). Полевые шпаты в моренах встречаются в среднем в пределах 10-20 % и распределяются в зависимости от их размера. С уменьшением величины зерен, доля полевых шпатов возрастает и достигает наибольшего значения среди мелкоалевритовых частиц. Такие минералы легкой фракции, как карбонаты (2-25 %),и встречаемые в небольших количествах слюды (чаще всего до 2 %) также неравномерно распределяются по гранулометрическим фракциям. Глауконiты чаще всего приурочиваются к крупноалевритовой части, при этом для самых верхних слоев моренных горизонтов характерны выветрелые с ровной поверхностью разновидности глауконитов. Среди легких минералов попадаются гидрооксиды железа, сульфаты, халцедон, местами в значительных количествах содержатся обломки других горных пород.

Моренным отложениям свойственен незначительный, но относительно постоянный выход тяжелой фракции (Ярцев, 1975; Ярцев, Сачок 1980). Среднее содержание ее обычно не превышает 1%.Необходимо отметить зависимость выхода тяжелой фракции от диаметра зерен. Участие тяжелых минералов во фракции 0,5-0,25 мм оценивается примерно в 0,1%, в диапазоне 0,25-0,1 мм – 0,25%, размерность 0,1-0,05 мм дает выход 0,65%. Резкое уменьшение общего выхода тяжелых минералов отмечается во фракции 0,05-0,01 мм, где оно падает до 0,1% и менее. Проведенные наблюдения показывают, что содержание тяжелой фракции обычно изменяется по гранулометрическим фракциям закономерно и не зависит от возраста морен. Большим разнообразием минеральных индивидуумов отличается тяжелая фракция песчано-алевритовой части морен, которая, однако, в целом характеризуется одной и той же минеральной ассоциацией. К наиболее распространенным минералам относятся амфиболы, гранаты и ильменит-магнетиты (в сумме 46,3-67,7%). В больших количествах присутствуют гидроксиды железа, лейкоксен,циркон, биотит, минералы группы эпидот-циозиты, составляющие вместе до 29,7% от общей суммы фракции. Такие

минералы, как турмалин, апатит, ставролит, пироксены обычно не превышают 3%. Небольшую роль играют дистен, силлиманит, андалузит и некоторые другие, изредка достигающие 1%. Суммарно на все названные выше минеральные разновидности приходится более 90% тяжелой фракции. В единичных зернах и спорадически представлены мусковит, монацит, топаз, сфен, брукит, андалузит, хлорит и др. Некоторые минералы отмечаются локально и только в пределах участков развития, характерных для данной минеральной ассоциации соответственных по вещественному составу дочетвертичных или подстилающих отложений. Большое разнообразие минералов питающих пород определяет полимиктовость морен Беларуси, смену минералогических комплексов по площади и в разрезе, что свидетельствует об изменении направления движения ледников и сложном геологическом строении питающих провинций, послуживших областями сноса обломочного материала. Отмечается хорошая сохранность большинства минералов тяжелой фракции. Сравнительно хорошо окатаны ильменит и магнетит. Большинство же компонентов тяжелой фракции полуугловатые и полуокатанные. Зерна легких минералов окатаны значительно слабее.

В различных районах Беларуси выход тяжелой фракции моренных отложений неодинаков. Прослеживается общая тенденция снижения доли тяжелых минералов в направлении с севера на юг. Нередко суммарное количество тяжелых минералов в северной части страны почти вдвое больше, чем на юге. Четкого изменения содержания тяжелых фракций по разрезу моренных отложений на большей части страны не отмечено.

С.Д. Астапова предлагает использовать морены в ледниковой стратиграфии плейстоцена. В качестве микропетрографических критериев корреляции и расчленения морен ей выбраны качественные и количественные показатели экзотичности (коэффициент влияния удаленных питающих провинции – КУПП) и локальности (коэффициент влияния местных питающих провинций – КМПП) состава морен, ассоциации руководящих валунов и лидирующих минералов (Астапова,1997). Фактор КУПП остается близким в рамках границ продвижений ледниковых потоков (лопастей), которые на каждом этапе оледенений имели свои направления, и отражали особенности состава питающих провинций ледниковых центров. Показатель КМПП изменяется как в меридиональном направлении, так и по широте в зависимости от границ геологических полей дочетвертичных отложений, послуживших местным источником питания для ледников. Литологические критерии пространственной и временной корреляции морен вполне корректны в следующих пятнадцати литопровинциях (рис. 3.3), в пределах которых допустима и возможна литологическая корреляция морен по типу единства питающих провинций (удаленных, транзитных и местных). В плейстоценовой толще Беларуси С.Д. Астапова рассматривает четыре разновозрастные ледниковыекомплексы, соответствующие наревскому, березинскому, днепровскому и позерскому оледенениям.

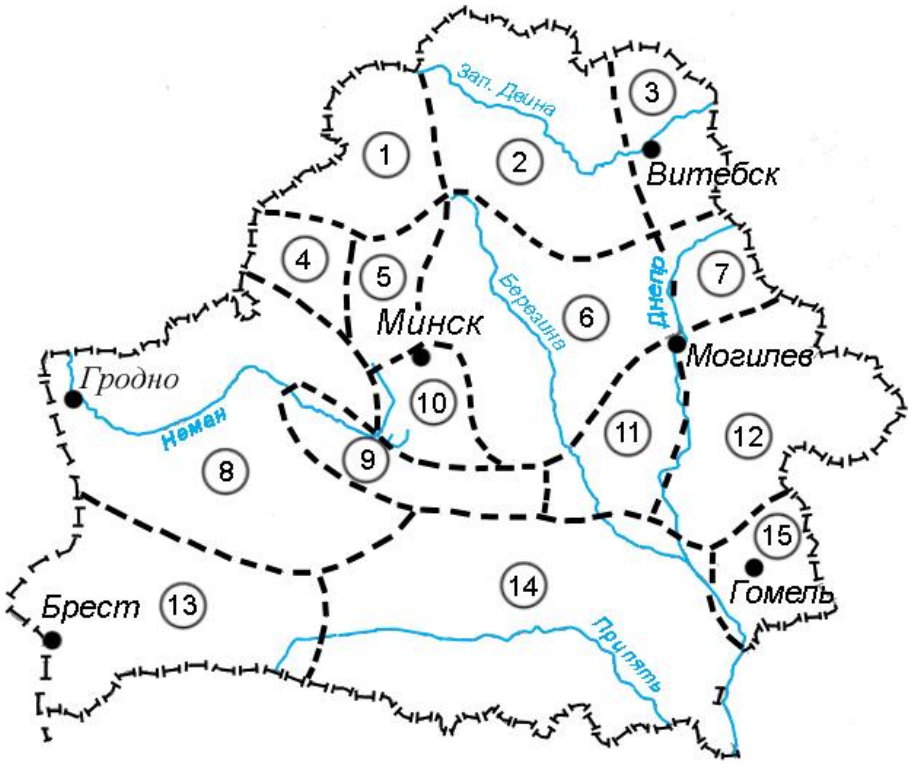



Рис. 3.3. Схема литолого-палеогеографического районирования ледниковых отложений Беларуси на литопровинции (Астапова, 1993):
1 – Браславско-Свентянская, 2 – Полоцкая, 3 – Городокско-Витебская, 4 – Ошмянская, 5 – Нарочано-Вилейская, 6 – Центрально-Березинская, 7 – Оршанско-Мстиславльская, 8 – Неманская, 9 – Новогрудско-Копылъская, 10 – Дзержинско-Минская, 11 – Друтская, 12 – Сожская, 13 – Прибугская, 14 – Припятская, 15 – Гомельская

В большинстве случаев в моренах выделяются разнообразные динамические текстуры, обусловленные послойно-пластическим течением льда с последующим образованием плоскостей внутреннего срезания, что придает морене полосчато-плитчатый облик. Широко распространены текстуры движения по надвиговым наклонным плоскостям внутриледниковых сколов, ориентированных против течения чешуи льда, возникающих как при увеличении содержания морены в теле ледника, так и при уменьшении доли моренного материалав его краевых частях. Для морен характерны гляциотектонические деформации в виде складок, чешуй, флексур и других нарушений, ориентировка которых может быть связана с направлением движения ледника, но также обусловлены и другими причинами. Нередко отмечаются текстуры внедрения (гляциодиапиры, гляциодайки и т.п.). Часто на указанные текстуры наложены следы течения, оползания, трещиноватость, уплотненность, мелкие сбросы или смятия, морозобойные клинья и некоторые другие виды осложнений.

Иногда характерной особенностью морен является преимущественная ориентировка длинных осей обломков и грубозернистого цементирующего глинистого материала параллельно, реже – поперек направлению местного движения ледников. В других случаях уплощенные обломки могут

характеризоваться наклоном вверх по направлению движения ледника. Следует иметь ввиду, что ориентировка удлиненных осей обломков и текстуры абляционной морены не связаны с направлением движения ледника, а обусловлены ледниковыми процессами вытаивания.

Важным диагностическим признаком разновозрастных морей является окраска, при этом всегда следует отделять первичную от вторичной. Так, древние плейстоценовые морены в средней Беларуси обычно имеют серый цвет с зеленоватым, иногда синеватым и реже коричневатым оттенками. Серо-бурые цвета чаще всего присущи вышезалегающему горизонту морены, а ярко-бурые или коричневые – самой верхней (припятской) морене. Моренам поозерского возраста более типичны темно-бурые, красновато-бурые и красновато-коричневые оттенки. Коричневые и бурые цвета характерны для моренных аккумуляций, областями питания которых послужили породы девонского возраста; серая окраска часто обусловлена влиянием мезозойских и силурийских органогенных известняков серых тонов.

Таким образом, в общем виде разнообразные и многочисленные ледниковые аккумуляции были, в основном, обусловлены уровнем активности ледников. Наиболее динамичные ледники формировали различные напорные, деформационные, нередко – раздробленные выдавленные морены. Вытаявшие морены присущи пассивному состоянию ледника. Фазе омертвевшего ледника и его интенсивному таянию соответствуют насыпные, сгруженные, оплываемые, намывные и другие разновидности.

Отмеченная многофакторность и взаимообусловленность специфической среды ледникового (моренного) седиментогенеза – результат воздействия сложного сочетания особенностей геологического строения питающих провинций, выветривания, денудации, транспортировки, рельефа ложа, динамики и способов накопления отложений, условий таяния и исчезновения ледников. Важную роль играли конкретные геолого-палеогеографические, фациально-генетичеекие и физико-динамические условия. Вследствие этого далеко не всегда можно выявить рубежи и стадии формирования отложений, обоснованно выделять, идентифицировать и отличать друг от друга разнородные типы аккумуляций. Многие разнородные ледниковые образования обладают общими генетическими признаками, которые нередко перекрывают друг друга. Это серьезно затрудняет изучение четвертичной толщи и нередко приводит к неправильным выводам.

Основой выделения ледниковых генетических типов и фациальных разновидностей должно быть: 1) изучение динамических проявлений активности и пассивности ледника, особенно в его краевых частях; 2) учет баланса и термического режима льда; 3) выявление характера транспортировки захваченного материала под ледником, в леднике или над ледником; 4) исследование обстановок формирования морен, а также процессов деформации, раздробления, выжимания, вытаивания, сгруживания, оплывания и других как первичных орто-, так и вторичных

алломорен; 5) анализ гляциодинамических текстур, их специфических комбинаций и проявлений; 6) оценка морфологического облика территории и выявлениеспецифических геоморфологических особенностей; 7) изучение вещественного состава; 8) наблюдения за постседиментационными изменениями (переуплотнение породы, цементация, выветривание, вторичные динамические или криогенные нарушения, частичный катаклаз минеральных зерен, аутигенное минералообразование и др.).

При изучении ледниковых отложений следует учитывать, что любое отдельное качество или признак всегда проявляется в определенной зависимости от других свойств. Имеется значительное количество классификаций моренных отложений, в основе которых лежат геолого-динамические и другие критерии. Разделению ледниковых отложений по принципу соразмерности формирования трансгрессивной, стационарной и регрессивной фаз развития ледникового покрова, а также в связи с характером морфологии фронтальной зоны во взаимосвязи с динамикой ледника (ледниковые потоки, языки, лопасти, межледниковые массивы, ледниковые фронтальные гряди) придавали большое значение Ч.П. Кудаба (1969), А.Б. Басаликас (1972). Классификацию, построенную на основе принципа формирования ледниковых отложений относительно края ледника и выделения основной, краевой и абляционной морен, предложила Е.В. Рухина (1973). Классификационные схемы ледниковых отложений в связи с особенностями вещественного состава и рельефа подстилающих пород помимо Е.В. Рухиной создали Я.Лундквист (1973, 1979), J.Rzechowski (1969), А.В. Раукас (1972). Оригинальные классификационные схемы на базе генетических, структурных и текстурных различий ледниковых отложений разработаны А.И. Гайгаласом (1985) и Н.Г. Судаковой (1990).

А.А. Асеев (1974) к числу важнейших динамических фаз развития покровных материковых ледников относит трансгрессивную, регрессивную фазы и фазы омертвения, которые включают подледниковую, внутриледниковую, надледниковую, а также приледниковую формы седиментации. В ходе трансгрессивной фазы формируются горизонты основных морен и соответствующие формы рельефа. Начальный этап рецессии и дегляциации отражает сложная система краевых ледниковых образований в самых разнообразных формах (гряды, холмы, бугры и др.). В формировании краевых комплексов значительное участие принимали талые ледниковые воды, поэтому иногда в краевых образованиях моренный материал может играть незначительную роль. В фазу омертвения и интенсивной абляции на поверхности льда транспортируемый обломочный материал освобождался и довольно медленно сносился, сползал или стекал в проталины, понижения или по склонам, формируя абляционные морены.

Г.И. Горецкий (1981, 1986) придает исключительно важное значение так называемым «узлам синтеза» в отложениях, рельефе и палеогеографии» четвертичной толщи, в которых он, по особенностям проявления их генетической природы, строению, залеганию и возрасту, выделяет локальную, акватическую, терминальную, айсберговую и потоковую морены

с разновидностями последней на солифлюкционную микроконгломератовую и инъекционную песчано-валунную.

Изучение особенностей строения, вещественного состава, гляциодинамических различий, других признаков седиментации позволяет вслед за Е.В. Рухиной, Ю.А. Лаврушиным, Е.В. Шанцером и другими геологами придти к выводу, что собственно ледниковые отложения Беларуси представляют собой сложный парагенетический ряд, состоящий из генетических типов основной, краевой (конечной) и абляционной морен.

### 3.1. Отложения основных морен

Существуют различные гипотезы формирования основных морен. Среди зарубежных исследователей большую популярность получила озвученная Р.Ф. Флинтом (1963) версия формирования основной морены вследствие придонного таяния пассивного или мертвого моренонасыщенного ледника в стадию регрессии и оседания влекомого материала на подстилающую ледник поверхность. Пользуется известностью предположение о накоплении материала под ледником, когда вследствие перенасыщения переносимых льдом рыхлых и обломочных пород до критического состояния, лед потерял подвижность, тем самым давая начало аккумуляции морене. Существует также точка зрения, что материал основных морен формировался вследствие вытаивания его из нижней части края регрессирующего ледника. При этом масса основной морены в виде покрова более или менее равномерно откладывалась вслед за отступающим ледником.

Нами, вслед за Ю.А. Лаврушиным (1976), принимается точка зрения о том, что под движущимся ледником за счет экзарации и захвата пород ложа происходило насыщение льда обломочным, преимущественно мелкоземистым материалом. Мореносодержащий лед в базальных слоях или в нижней его части постепенно превращался в движущуюся льдистую обломочную массу, текстура которой приобретала сходство с динамическими текстурами чистого льда. По мере дальнейшего насыщения льда твердым веществом и приближения к критическому наполнению его влекомыми наносами, ледник начинал терять способность к пластическому движению, возрастала роль гляциодинамического отжимания и донного отслаивания транспортируемого материала. Движение нижней части льда становилось незначительным или совсем прекращалось. В первую очередь это совершалось на ледораздельных массивах и вблизи краевой зоны покровного ледника. Одновременно шло донное, внутреннее и поверхностное вытаивание осадков без их латерального смещения. Оно происходило не только за счет выделения теплоты трения при скольжении льда и повышения температур до точки таяния в низах ледниковой толщи за счет большого давления, но и в результате поверхностного таяния ледника, продвинувшегося далеко к югу. В краевой зоне моренный материал часто размывался талыми ледниковыми водами. Мелкозем, при этом, уносился водой, а грубый материал скапливался в виде «насыпных» холмов и гряд. Переносимый ледником материал под некоторым влиянием гравитационных

процессов начинал интенсивно накапливаться в ложе ледника на значительных участках его распространения в виде генетически единого моренного горизонта, объединяющего донные, внутренние, а нередко и поверхностные ледниковые наносы.

Следовательно, к основным моренам относятся моренные толщи, состоящие как из подледникового (субгляциального, базального) материала, так и включающие в себя, кроме того, надледниковые моренные накопления. После полного таяния ледника в рельефе такая морена нередко соответствует моренным волнистым и полого-волнистым равнинам с небольшими колебаниями относительных высот, а иногда образует грядовый или холмисто-грядовый рельеф (рис. 3.4).



Рис. 3.4. Моренная равнины в Островецком районе Гродненской области

Вещественный состав основной морены представлен суглинками, реже супесями и глинами. Часть объема составляют алевриты, пески и гравий и глины, главным образом – гидрослюды с примесью каолинита и монтморилонита. На долю грубообломочного материала приходится обычно не более 10-15%. Песчано-алевритовые размерности представлены кварцем (до 70-80%) и полевыми шпатами (до 20-30%). Содержание тяжелой фракции обычно не более 1%. В строении основной морены нередко участвуют небольшие линзы хорошо сортированного песчаного или гравийного материала, а на поверхности, как уже отмечалось, зачастую развит небольшой мощности покровный слой абляционных моренных накоплений. Для основной морены характерны компактность, большая плотность, отсутствие или незначительная сортировка материала, упорядоченная ориентировка удлиненных осей обломков, местами слабовыраженная сланцеватость, вызванная послойно-пластичным движением ледника. Важнейшим диагностическим признаком являются глициодинамические текстуры.

Анализ строения основных морен и их гляциодинамических текстур указывает на три динамические фазы аккумуляции основных морен, находящиеся в прямой связи с развитием и активностью ледника (Лаврушин, 1976; Шанцер, Лаврушин, 1978). В первую фазу в толщу льда затягиваются

линзы и прослои пород ложа и образуются ассимиляционные и контактовые локальные морены близкого переотложения. Во второй фазе происходят процессы постепенного отслаивания и уплотнения моренного материала в основании движущегося льда и формирования монолитных морен. Мощность их, по данным Ю.А. Лаврушина, редко превышает 10 м. Третья фаза аккумуляции моренного материала связана с движением льда по плоскостям внутренних сколов. Такое движение характерно для осевых зон ледниковых потоков, а также периферийных участков ледника. В эту фазу идет аккумуляция перестилаемых морен, которым свойственны складчато-чешуйчатые текстуры. Мощности чешуйчатых морен значительны.

Интенсивное разрушение и захват подстилающих толщ в большей мере происходит во внутренних областях ледникового покрова. Экзарационная работа льда изредка прослеживается на его периферийных участках и, как правило, ограничивается податливостью пород и своеобразиями рельефа. Нижний контакт морены с субстратом (коренными или неуплотненными осадочными породами) обычно горизонтальный и резкий. На крутых склонах выступов коренных пород соприкосновение абрадированное или эрозионное. В связи с тем, что скользящее основание ледника представляет собой значительную сдвиговую поверхность, материал субстрата может приобретать одинаковую ориентировку обломочного материала. Поэтому нередко появляется типичный базальный контакт или контактно-экзарациониый слой, который может быть вовлечен в аккумуляционные деформации в виде различных полос, хвостов, складкообразования, пологих надвигов и скалывания. Мощности таких морен могут достигать нескольких десятков метров и довольно широко распространяться на площади. Текстуры внешне массивные, но при скрупулезном исследовании выявляются последовательно образованные макро- и микротекстуры определенного направления. Это обусловлено ориентировкой движущегося ледника, вследствие чего структуры прослеживаются на некотором расстоянии. Отмечаются пологие и наклонные послойно-надвиговые и дизъюнктивно-плитчатые текстуры, различные складки, взбросово-инъекционные нарушения и другие деформации. Широко развиты субгоризонтальная трещиноватость, сланцеватость, плитчатость, отдельность, система вертикальных и круто падающих вниз поперечных трещин, нарушения вследствие протаивания, просадок, криогенных процессов. Для основных морен характерна согласная ориентировка осей удлиненных обломков.

Гранулометрический состав сильно зависит от литологии и гранулометрического состава субстрата, залегания в разрезе, от продолжительности переноса материала и типа транспортировки. Большинство морен плохо и очень плохо сортированы. Встречаются также, но значительно реже, хорошо сортированные участки морен, в которых содержится достаточно много ранее отсортированного материала, захваченного ледником из нижележащих отложений. Разрушение в зоне волочения приводит к образованию частиц алевритовой размерности, типичной для основных морен. Для большинства разновидностей основных

морен характерен сравнительно постоянный гранулометрический состав, который можно прослеживается на площади, исчисляемой квадратными километрами. Нижняя часть морены мощностью 0,5-1,0 м такой закономерностью не обладает, что объясняется широким насыщением местным материалом. В самом основании широко представлены скопления базальных обломочных пород.

Литологический состав менее разнообразен по сравнению с другими генетическими типами морен и более постоянен по минералогическому и геохимическому составу. Примесь материала местного происхождения становятся заметной в базальной части морены. Грубый материал обычно несет следы ледниковой обработки, штриховки, царапин, борозд и т.п. Формы обломков могут быть самыми разнообразными (раздробленные, разбитые, неокатанные, полуугловатые, полуокатанные и т.п.). Знаки на их поверхности или ледниковые штрихи видим, главным образом, на поверхности зёрен средней твердости. Штриховка на обломках параллельна направлению ледникового движения. Среди песчаных и гравийных фаций преобладают плохоокатанные инеокатанные зерна. Большинство основных морен переуплотнены, и поэтому объемный вес значителен, а водопроницаемость более низкая по сравнению с другими генетическими типами морен.

В зависимости от типа движения льда, динамических обстановок формирования в основной морене выделяются группы фаций монолитных морен и группа фаций складчато-чешуйчатых морен (см. табл. 1.1).

### 3.1.1. Группа фаций монолитных морен

Отложения группы фаций монолитных морен формировались при преобладании послойно-пластичного течения льда. Монолитные морены залегают на обширных площадях в виде выдержанных горизонтов довольно однородных супесей и суглинков значительной мощности (10-15м). Особенностью группы фаций монолитных морен являются гляциодинамические текстуры послойно-пластического течения в виде слоев с плитчатой и сланцеватой отдельностью. Их характеризует значительная насыщенность валунным и галечным материалом и довольно четкая ориентировка длинных осей в направлении распространения ледников. Важная отличительная черта монолитных морен в сравнении с другими типами – повышенная плотность практически на всей площади распространения.

**Фация массивной морены.** Фации массивной морены формируются в условиях медленного движения ледникового покрова и отличаются слабо выраженными текстурами пластического течения. Для фации массивной морены характерны нечеткие, удаленные друг от друга и редкие плоскости скольжения, на которых отсутствуют песчаные присыпки или обнаруживаются лишь при внимательном изучении свежих и подсохших стенок разреза. Как правило, фации массивной морены встречаются нечасто и быстро переходят по простиранию в другие фациальные разновидности основных морен (рис. 3.5).

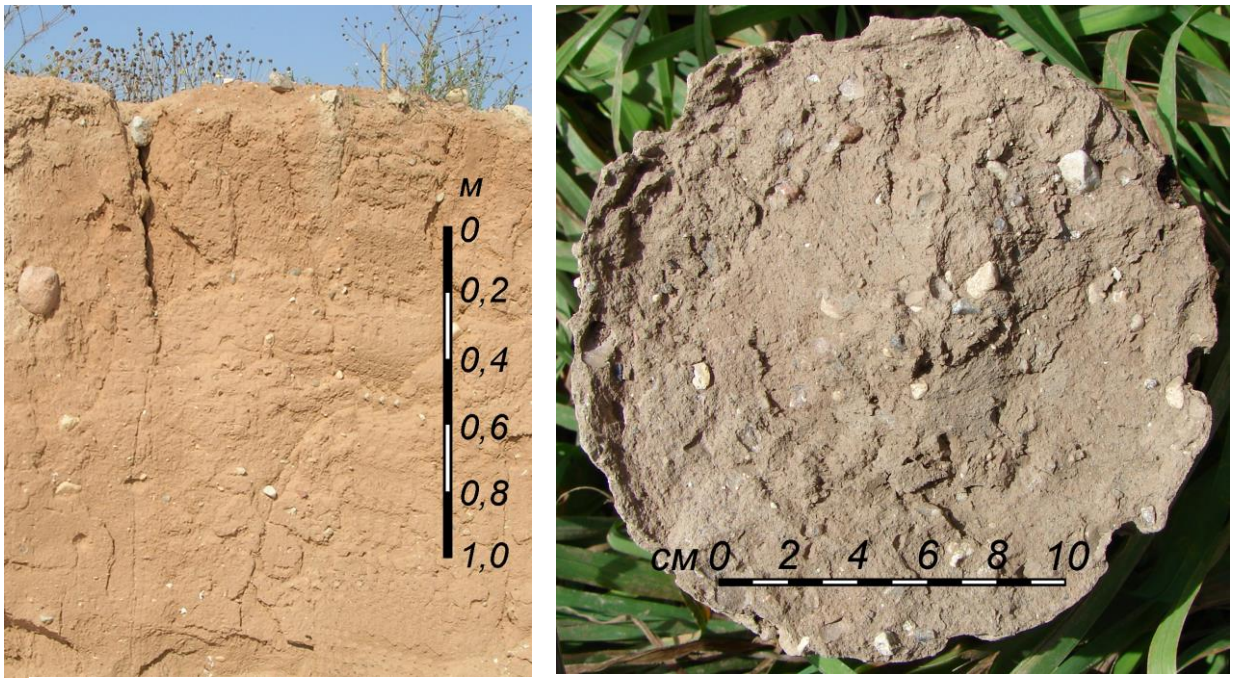



Рис. 3.5. Фация массивной морены
на площадке для строительства Островецкой АЭС, слева – вблизи дневной поверхности, справа – с глубины приблизительно 50 м.

**Фация плитчатой морены.** Фация плитчатой морены, формирующаяся в условиях умеренного послойно-пластического течения льда, имеет мощность от нескольких до десятков метров мощности. Сложена она сравнительно однородными валунными суглинками, супесями, реже глинами с достаточно отчетливой субгоризонтальной плитчатой текстурой. Толщина плиток – до 20-25 см. Границы между плитками связаны с процессами рефляционного плавания льда во время движения, что приводило к обволакиванию или покрытию поверхностей плитчатых отдельностей песчано-алевритовыми присыпками. На плоскостях плиток часто видна штриховка, которая обычно совпадает с направлением движения ледника. В направлении течения льда ориентированы также удлиненные оси зерен почти всех размеров. Иногда на поверхности зерен можно проследить микроштриховку. В нижней части разреза плитчатых морен часто прослеживаются контактно-экзарационные прослои изменяющейся мощности с хорошо выраженными структурами захвата подстилающих мягких или литологически слабых пород. Они имеют вид неодинаковых по цвету и составу полос или утончающихся хвостов, затянутых по сколам и отдельностям в толщу основной морены.

В зависимости от пластичности, вязкости, разнородности состава и других физических свойств пород ложа текстуры захвата приобретают вид удлиняющихся языков как без потери единой сплошности, так и расчлененных на отдельные части, или бывают пережатыми с раздувами и уменьшениями без видимого разрыва. Специфическая и полосчато-плитчатая и полосчатая текстура напоминает осадочную слоистость (рис. 3.6).

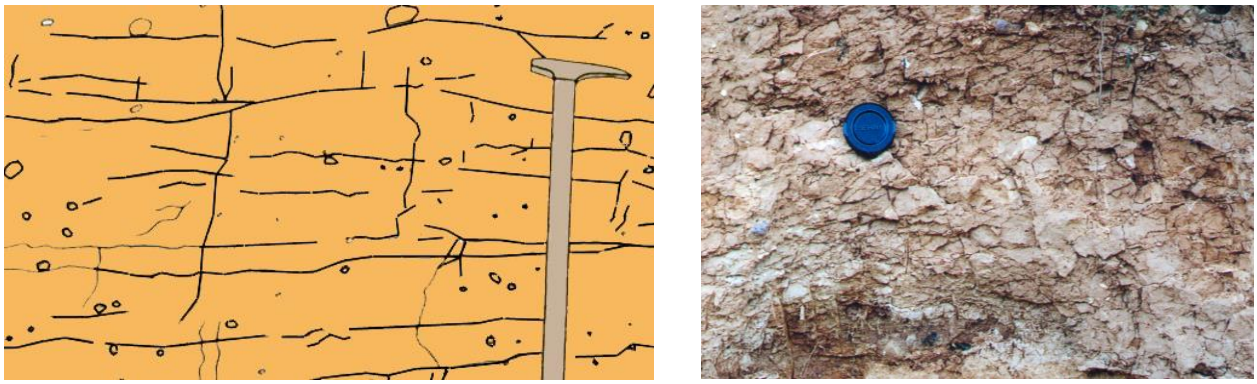


Рис. 3.6. Фация плитчатой морены: слева – зарисовка (Шанцер, Лаврушин, 1978), справа фото в естественном обнажении (фото М.Е. Комаровского)

Подобные текстуры захвата в виде постепенно утончающихся хвостов и языков иногда отчетливо прослеживаются у дистальных частей более крупных отторженцев, включенных в толщу морены. Вокруг небольших отторженцев, а также вокруг валунов полосчато-плитчатые текстуры отражают следы обтекания, а сама морена становится более плотной. Поэтому их иногда называют текстурами уплотнения.

При наличии большого числа валунов морена может иметь неясную текстурную картину. Для таких морен важным диагностическим признаком могут служить указанные текстуры уплотнения. Вблизи крупных валунов и отторженцев типичны складчатые деформации выдавливания, небольшие протрузии (внедрения) в виде гляциодаек и гляциодиапиров. Верхние части таких протрузивных образований бывают сорваны и растянуты в теле морены и в разрезе имеют вид набольших отторженцев или языков захвата с уменьшением мощности в сторону движения ледникового потока.

**Фация сланцеватой морены.** Фация сланцеватой морены обусловлена деятельностью более интенсивного послойно-дифференцированного пластического течения льда. Она сложена плотными, относительно грубыми супесями и суглинкамис характерной гнейсовидно-сланцеватой текстурой (рис. 3.7). Мощности отдельных слойков колеблются от долей до 1,5 см.

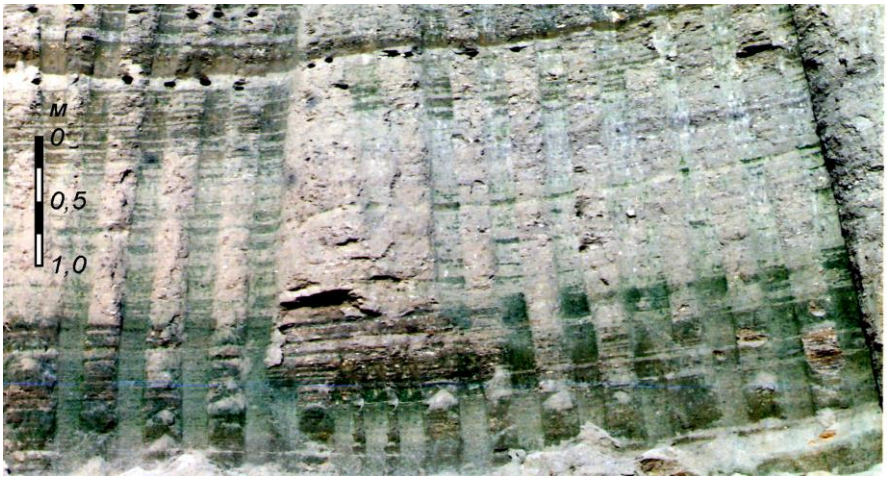



Рис. 3.7. Отложения сланцеватой фации морен (фото М.Е. Комаровского)

Поверхности скольжения имеют многочисленные наклонные микронадвиговые швы, которые часто образуют уплощенные линзовидно-ромбоидальные отдельные пластины с неровными поверхностями. Пластины часто не выдержаны по простиранию и, срезая друг друга, быстро выклиниваются.

Фация сланцеватой морены по простиранию может постепенно переходить в плитчатую. При наличии указанных особенностей, позволяющих выделить фацию сланцеватой морены, следует также отметить текстуры внедрения, которые проявляются в форме дайкообразных и диапироподобных интрузий за счет ослабленных, песчаных или пластичных осадочных пород, затянутых в трещины моренной толщи.

**Фация потоковой морены.** Морены в ложбинах ледникового выпахивания образуют специфическую фацию, которую можно назвать потоковой мореной (рис. 3.8).

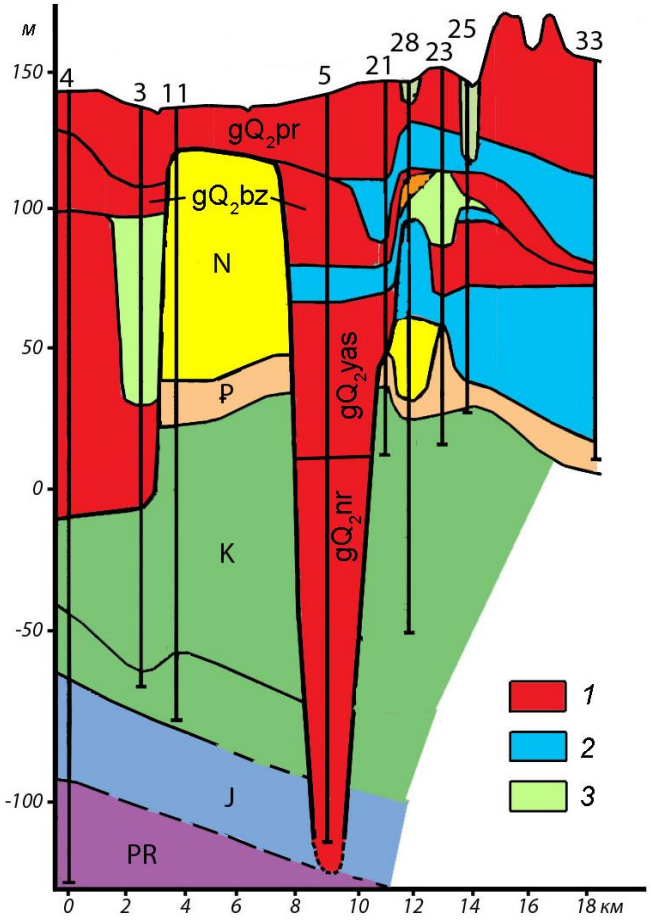



Рис. 3.8. Потоковая морена в ложбине ледникового выпахивания у Волковысска, вскрытая скв. 5 (по Г.И. Горецкому, с изменениями): 1 – моренные отложения, 2 – озерно-ледниковые отложения, 3 – пески различного генезиса

Эта морена имеет повышенную мощность – до 60 *м,* что указывает на активное участие ледников в формировании такого рода ложбин. Ледники, отлагавшие мощные морены в глубоких долинообразных понижениях, сильно деформировали породы, слагающие борта и днища понижений, а также четвертичные осадки, образовавшиеся в самих понижениях. По наблюдениям Г.И. Горецкого (1967) почти повсеместно глубокие долинообразные понижения сопровождаются проявлениями

гляциодислокаций, образованием по бортам местных морен напора, включением в морену многочисленных отторженцев, имеющих размеры от небольших глыб до крупных блоков диаметром в несколько десятков метров. Динамическое воздействие ледника на субстрат в полосе глубоких понижений было исключительно сильным и неравномерным. Этим объясняется чрезвычайно неровный рельеф дна понижений в продольном направлении с амплитудой на коротких расстояниях в десятки метров.

### 3.1.2. Группа фаций складчато-чешуйчатых морен

Группа фаций складчато-чешуйчатых морен является своеобразной модификацией основной морены, не образует единого гомогенного слоя и отличается чередующимися сложными текстурами надвиговых чешуи валунных суглинков и затянутых языков подстилающих пород (рис. 3.9), значительным развитием гляциодиапиров, гляциодаек и т.п. Межсдвиговые швы, разделяющие отдельные чешуи, имеют усложненную текстурную картину, которая отражает интенсивную динамическую переработку захваченного материала. Для них Ю.А.Лаврушин (1976) отмечает такие типы изменения пород: складки включения и брекчирования, зеркала скольжения и глубокую штриховку, следы развальцовки и затягивания.




Рис. 3.9. Складчато-чешуйчатые морены (фото М.Е. Комаровского)

В формировании складчато-чешуйчатых морен ведущую роль играют процессы разобщения ледникового потока на отдельные блоки и последующего затягивания пород чешуйчато-наползающими друг на друга ледниковыми пластинами по системе внутренних сколов, наклоненных навстречу движения льда. В значительной мере это обусловлено, с одной стороны, уменьшением послойно-пластичной динамической активности льда, а с другой, – некоторым увеличением общего напора ледяных масс, давящих из внутренних, питающих областей ледника. Определяющими факторами, влияющими на формирование складчато-чешуйчатых морен, были неровности пород ложа и особенно встречные препятствия перед движущимися ледниковыми потоками. Некоторое значение имело

уменьшение мощности льда в периферийных зонах ледниковых лопастей. В этих случаях материал, захваченный ледником, не всегда ассимилировался полностью и часто непосредственно связан с породами ледникового ложа.

На формирование складчато-чешуйчатых морен большое влияние оказывало возрастание моренонасыщенности в основании ледника, что, по-видимому, сильно проявлялось на резком возрастании скоростей верхних слоев льда и соответствующих проявлениях в виде складок и чешуи.

Складчато-чешуйчатые морены не имеют широкого площадного распространения, чаще встречаются локально и обычно являют собой как бы часть монолитных морен, по отношению к которым их следует рассматривать как вторичные. Об этом свидетельствует первичная плитчатость пластического течения моренных чешуи в виде несогласно срезанных плоскостями надвигов. В нижней части чешуи ледникового потока заметны и вторичные гляциодинамические послойно-пластические текстуры течения. Характерная особенность рассматриваемой группы фаций – бессистемное направление длинных осей грубообломочного материала; их ориентировка больше совпадает с простиранием и падением поверхностей чешуи. В отличие от плотных монолитных складчато-чешуйчатые морены обладают меньшей плотностью; отличительная черта их также – изменение плотности составляющих ее различных фаций.

**Фация мелко- и крупноскладчатых морен.** У мелкоскладчатой фации глициодинамические складчатые деформации находятся внутри моренного горизонта. Это небольшие складки (с амплитудой до 1-2 м), текстуры выдавливания, смятия. Они содержат информацию о направлении и движении ледника.

Крупноскладчатые фации представляют собой модификацию складчато-чешуйчатых морен, у которых типичные надвигово-чешуйчатые текстуры осложнены резкими подвижками крупных глыб льда. В разрезе они имеют вид крупных складок со всеми другими первичными типичными признаками чешуйчатого сложения.

**Фация инъективных морен.** Инъективная (гляциоинтрузивная) фация складчато-чешуйчатых основных морен характеризуется довольно четкими гляциодиапировыми внедрениями собственно моренных и подстилающих пород в тело морены. Здесь постоянно наблюдаются вторичные текстуры пластического течения, ориентированные вдоль надвиговых плоскостей, что указывает на значительную активность ледника. Размеры гляциодиапиров различны, достигая 10 м в высоту при ширине до 20 м в обнажении четвертичных отложений Обухово на реке Сарьянке (рис. 3.10).

Как правило, отложения, затянутые внутрь гляциодиапиров, сильно перемяты и состоят как из песчаного и песчано-гравийного, так и суглинистого и глинистого материала. В обнажении Обухово ядро диапира образуют однородные светло-серые супеси озерного типа. Судя по тому, что гляциодиапир затронул всю четвертичную толщу за исключением горизонта размыва, включающего остатки неразмытой морены, он возник во время поозерского т.е. последнего на данной территории материкового ледника.

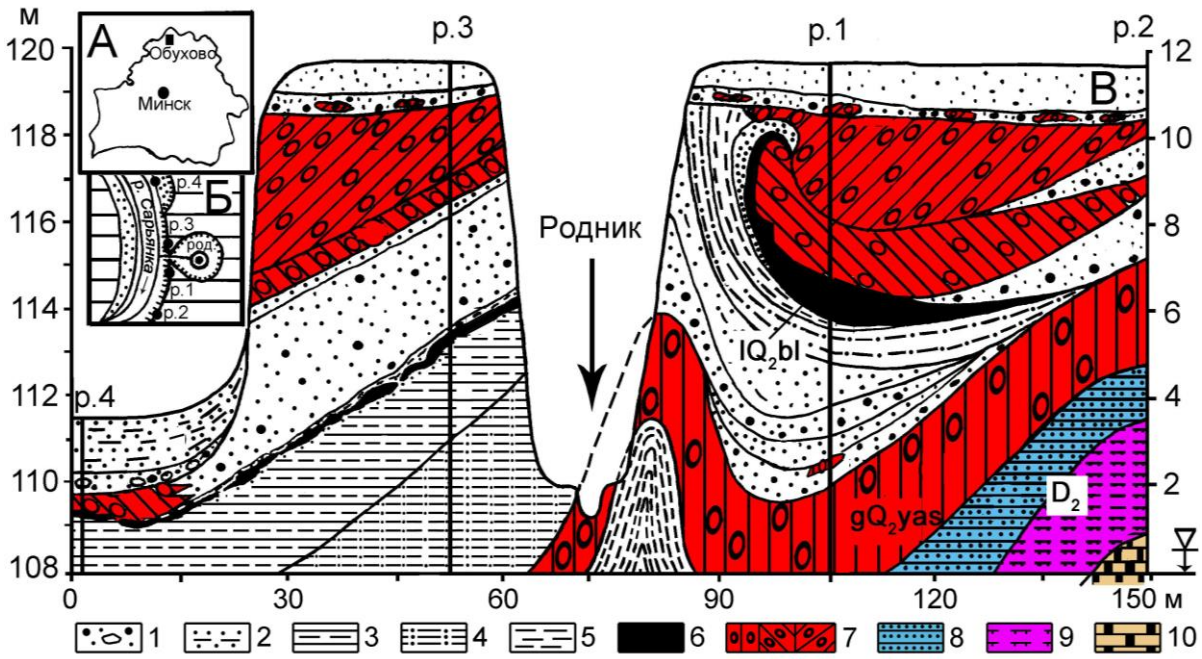



Рис. 3.10. Инъективная (гляциоинтрузивная) фация складчато-чешуйчатых основных морен в обнажении Обухово на р. Сарьянка (Санько и др., 2004).
Вставка А – местоположение обнажения; вставка Б – геоморфологическая схема окрестностей разреза Обухово, на которой схематично показана долина р. Сарьянка. 1 – песок, гравий, галька, 2 – аллювиальные отложения р. Сарьянка, 3 – слоистые суглинки с органикой, 4 – суглинки, 5 – сепесь, 6 – торф и гиттия беловежского возраста:, 7 – морена (штриховкой показаны разновозрастные горизонты), 8 – песчаник девонский, 9 – глина девонская, 10 – доломит девонский

**Фация чешуйчатых морен.** Чешуйчатая фация складчато-чешуйчатых основных морен – это сложно построенная толща в виде затянутых друг на друга полосчатых чешуи, сложенных супесчаным и суглинистым материалом субпараллельного простирания (рис. 3.11).

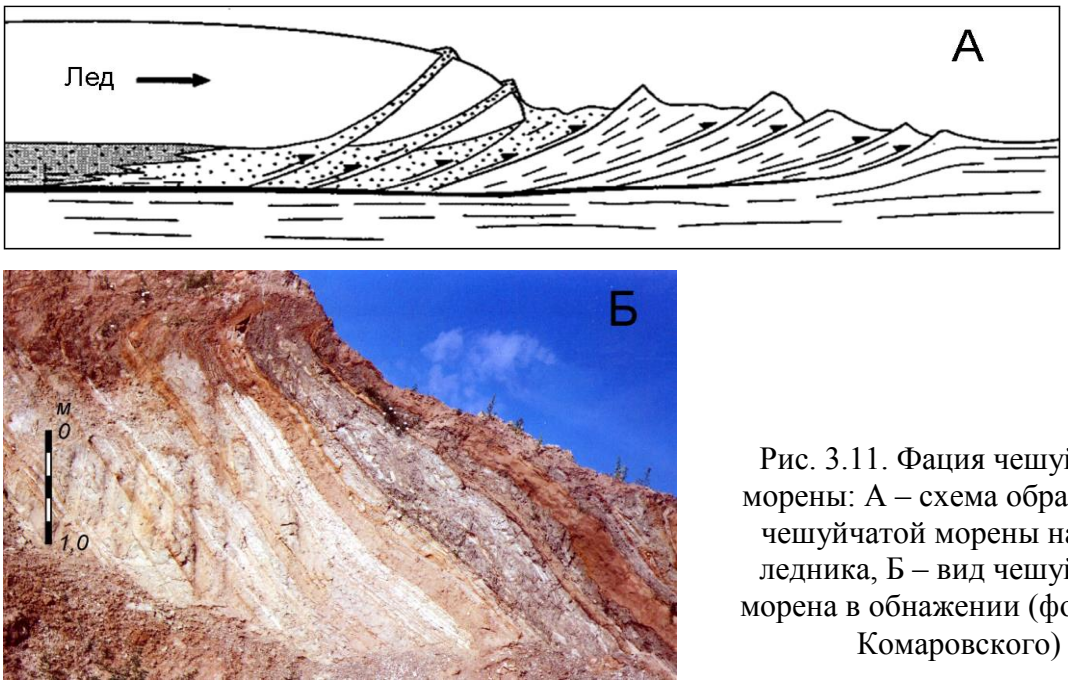



Рис. 3.11. Фация чешуйчатой морены: А – схема образования чешуйчатой морены на краю ледника, Б – вид чешуйчатой морена в обнажении (фото М.Е. Комаровского)

Мощность чешуйчатых фаций морен может достигать значительных размеров. Для фации чешуйчатых морен характерны частые разрывные и складчатые нарушения, трещины, текстуры внедрения пород ледникового ложа по плоскостям надвигов. Здесь постоянно встречаются крупные текстуры внедрения моренной массы в виде гляциодиапиров и гляциодаек.

**Фация отторженцев.** Ю.А. Лаврушин (1976) определяет отторженцы как рыхлые отложения, потерявшие связь с ледниковым ложем, подвергшиеся ледниковой транспортировке и превышающие по размерам 5-10 м. Они образуется различными способами: а) в результате отщепления пород ледникового ложа, б) срезания неровностей ложа наступающим краем ледника, в) срыва блоков осадочных пород с уступов ложа, расположенных под покровом льда, г) отчленения затащенных по плоскостям внутренних сколов надвиговых чешуй ледникового ложа, д) срезания движущимся ледником гляциокуполов и гляциодиапиров.

Отторженцевая фация основных морен по территории Беларуси составляет в среднем 2-5% от объема собственноледниковых образований (Левков, 1978). На отдельных площадях Белорусского кристаллического массива объем отторженцев в четвертичной толще составляет более 20% (Пасюкевич, Семенюк, 1967). Наиболее широко представлены отторженцы на бортах ложбин ледникового выпахивания и размыва (Горецкий, 1967, 1972, 1973), на участках неглубокого залегания кристаллического фундамента (рис. 3.12), а также в местах развития локальных положительных структур (гг. Осиповичи, Орша, д. Дукора и т.д.) и разломных тектонических зон.

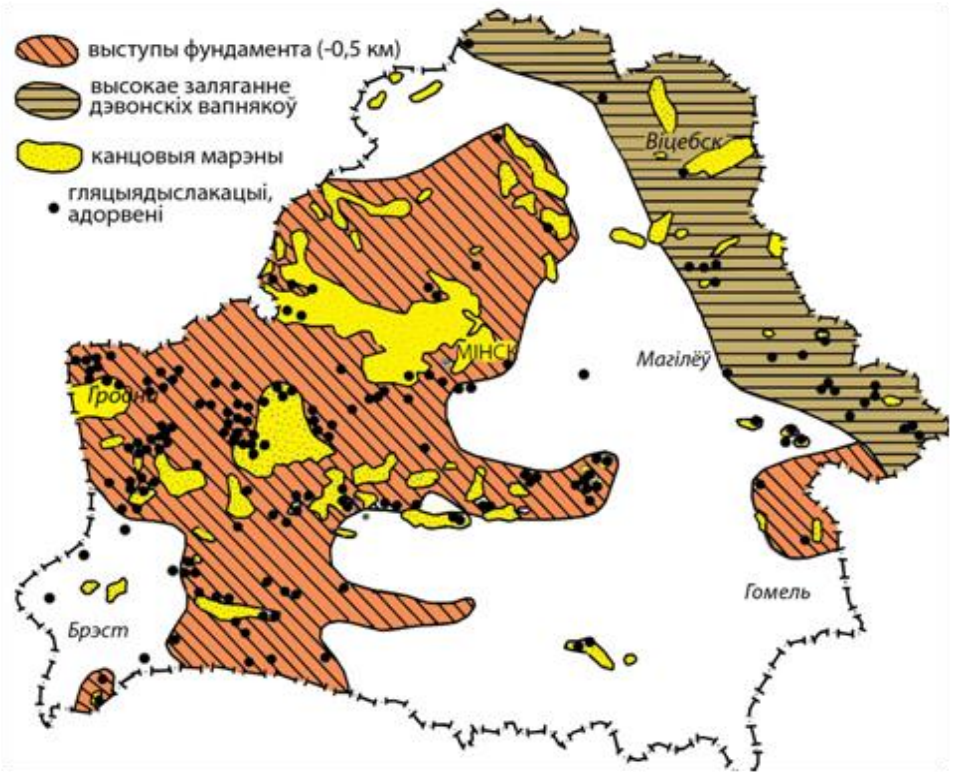



Рис. 3.12. Соотношение гляциодислокаций и отторженцев с краевыми ледниковыми отложениями и выступами дочетвертичных отложений (Левков и др. 1973)

Отторженцы фиксируются во всех моренных горизонтах и представлены отложениями дочетвертичного и четвертичного, чаще всего – нижнечетвертичного возраста. Отторженцевая фация обусловлена динамическим воздействием льда на коренные породы или более древние четвертичные отложения с уклоном в сторону движения льда. Отрыв отторженцев происходил при значительном фронтальном давлении льда, когда в толще льда перед уклоном или уступом особенно сложенных глинистыми, мергелистыми, меловыми и другими породами образовывалась сложная система надвигов, более или менее параллельных проксимальному склону препятствия; лед по ним вместе с захваченной породой выносился наверх (Асеев, 1974).

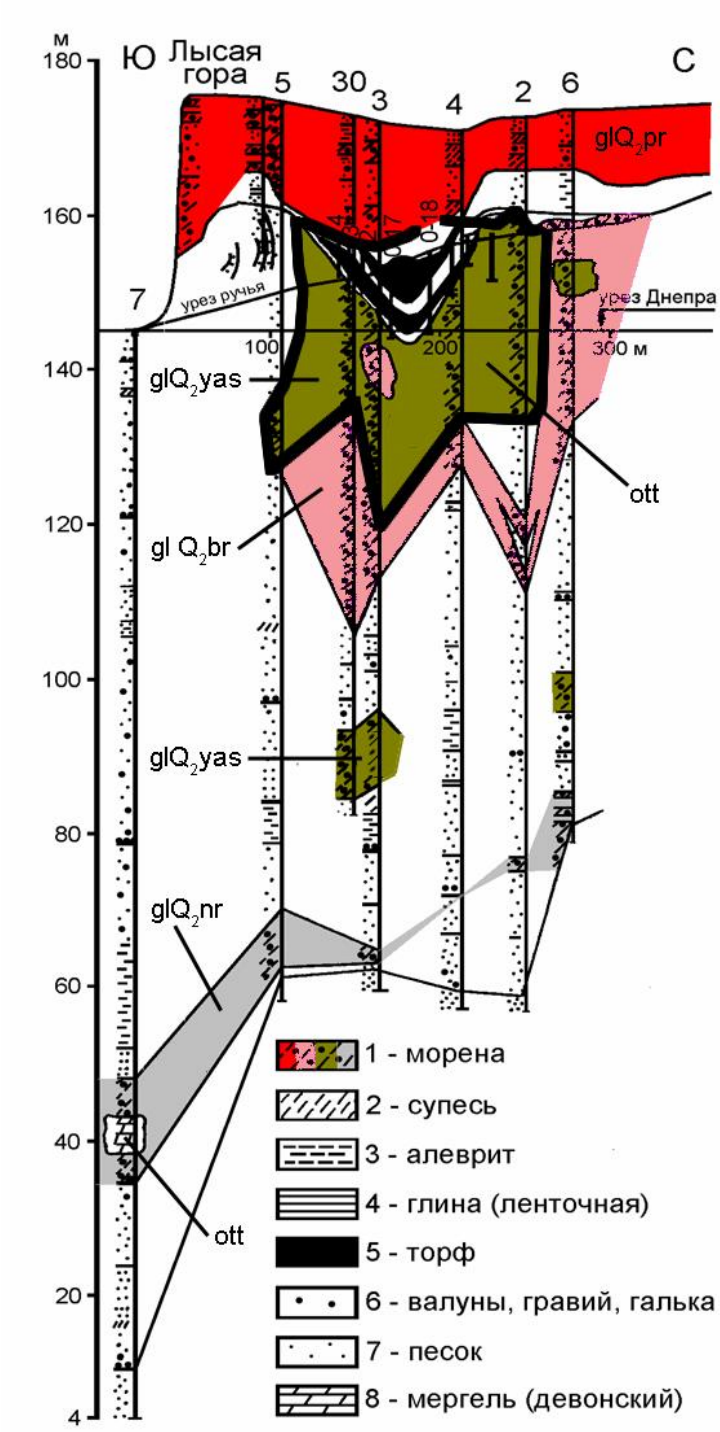



Рис. 3.13. Отторженцы ясельдинской морены с беловежскими межледниковыми отложениями и девонских мергелей в четвертичных моренах Нижнинского Рва у г. Шклов Могилевской области (Кондратене, Санько, 1975)

По данным Э.А. Левкова (1978), выделяются отторженцы складчато-чешуйчатого и глыбового типов. У отторженцев складчато-чешуйчатого типа сохраняются тесные связи с субстратом. Они имеют значительные размеры (ширина до 8-12 км, длина – до 1-3,5 км, при мощности до 150-200 м). В плане они дугообразны или линейно вытянуты. В случае сложения меловыми породами хорошо различаются на аэрофотоснимках в виде белых полос.

Для отторженцев глыбового типа характерно их полное отделение от материнской толщи и перенос на некоторое расстояние. Размеры в поперечнике чаще всего колеблются от нескольких до десятков метров. Им присущи изометричность, резкие контакты с вмещающими породами.

Дальность переноса отторженцев может достигать 10-20 и более километров. Э.А. Левков (1976) считает, что отрыв блоков и перенос пород может происходить не только в активной фазе развития ледника, но и на регрессивной стадии за счет инъекционного, гляциоползневого, термокарстового или других механизмов.

Примером отторженцев четвертичных отложений, перемещенных вверх по разрезу, является обнажение в овраге Нижнинский Ров у г. Шклова. Отложения этого естественного обнажения детально изученны в геологическом и палеонтологическом отношении (Горецкий и др., 1987). По мнению Л.Н. Вознячука, поддержанному другими геологами-четвертичниками, беловежские торфы и гиттии Нижнинского Рва имеют отторгнутую природу (Вознячук, 1985). На геологическом профиле (рис. 3.13) видно, что в состав отторженца включена древняя ясельдинская морена с залегающими в ее западине межледниковыми отложениями. Кроме того, в скв. 7 вскрыт отторженец девонских доломитов и известняков, включенных в еще более древнюю наревскую морену.

**Фация локальных морен.** Фация локальных морен выделяется по преобладанию в толще морен местных дочетверткчных или подстилающих пород, перемещенных на близкие расстояния, с которыми имеют тесные генетические связи. Установлены локальные морены, в строении которых участвуют порода архея и протерозоя, девона и мела и т.п. По мнению Ю.А. Лаврушина (1970), процессы формирования основных морен начинаются со стадии захвата и ближнего переноса пород ложа, т.е. формирования локальных (местных) морен.

Размеры и внешний облик локальных морен различны. В нижней части локальной морены нередко наблюдается плойчатость, обусловленная мелкими линзами подстилающих пород в морене. На контакте с породами ложа типичны как чешуйчатые текстуры, так и текстуры захвата в виде полос и языков (полосчатые морены), обусловленные глыбовым скольжением льда и подледниковыми уклонами рельефа. Внутреннее строение локальных морен часто подвержено динамическим преобразованиям. Считается, что по очертаниям внешних границ локальной морены можно установить направление движения ледника.

Наиболее часто локальные морены прослеживаются в районах возрастания скорости и активной экзарационной деятельности ледникового

покрова: в ложбинах ледникового выпахивания и размыва, на площадях распространения краевых ледниковых образований, на участках поднятий подстилающего рельефа. Большое внимание на распространение локальных морен оказывает литология пород, физико-механические свойства, в том числе трещиноватость и др. В подобных местах в нижней части моренной толщи зачастую происходит фациальное замещение основной морены локальной. Верхнюю часть разреза представляют основные морены.

Локальные морены неплохо выделяются по гранулометрическому составу и цвету, типу текстур и степени дислоцированности, вещественному составу, резкому преобладанию местного материала над дальнеприносным. Эти признаки почти полностью зависят от захваченных ледником пород. На некоторых участках в породах ложа, в их верхних частях прослеживаются различные деформации, в том числе и дробление породы.

### 3.2. Конечно-моренные отложения

Исключительно сложны вопросы внутреннего строения и генезиса геологических тел и форм рельефа, сформировавшихся в краевой зоне ледника. Краевые ледниковые образования имеют вид широких сплошных иногда разорванных полос или зон у переднего края деградирующего ледника (рис. 3.14). Часто такие аккумуляции представлены валоподобными или холмистыми грядами, иногда – отдельными холмами, имеющими в плане вид цепей, дуг или гирлянд.

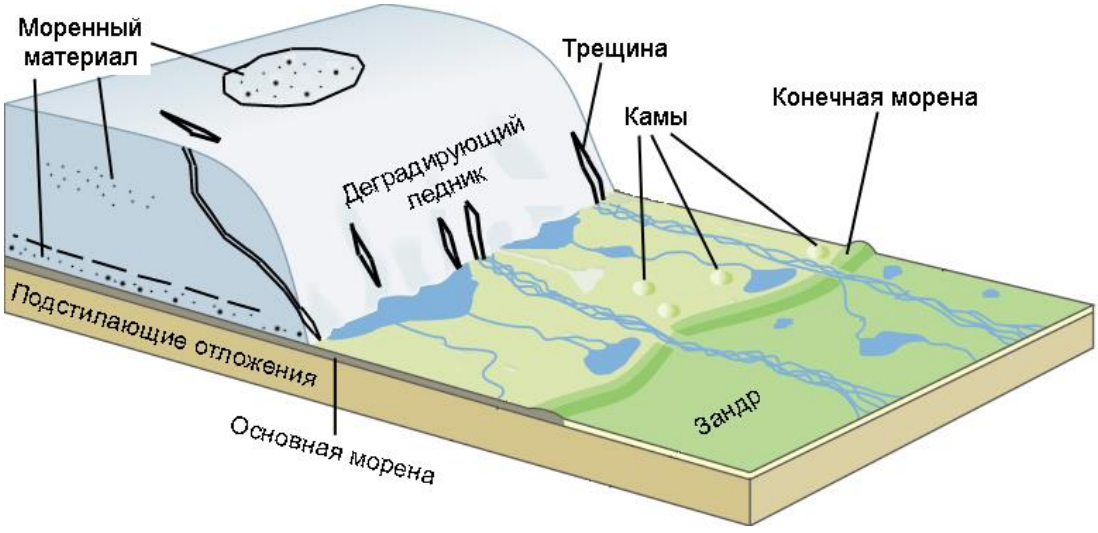



Рис. 3.14. Схема деградирующего материкового ледника, оставившего после себя гряду конечной морены

Краевые ледниковые образования возникали при относительной стабилизации (стагнации) ледникового края, следовавшей за этапом разрастания покровного ледника (трансгрессии) или в процессе его сокращения (регрессии). Сформированные в сложных и резко меняющихся условиях седиментогенеза краевые образования отражают не только длительность формирования, но и характер динамики наступания, стагнации,

омертвения и интенсивного таяния ледника и соответствующие проявления разнообразных аккумуляционных процессов. Последовательность формирования краевых ледниковых образований показана на рис. 3.15. Исходя из этой последовательности, краевые образования возникли ранее, чем отложения и формы рельефа мертвого льда, которые на территории Беларуси приобрели современный облик лишь в конце поозерского оледенения.

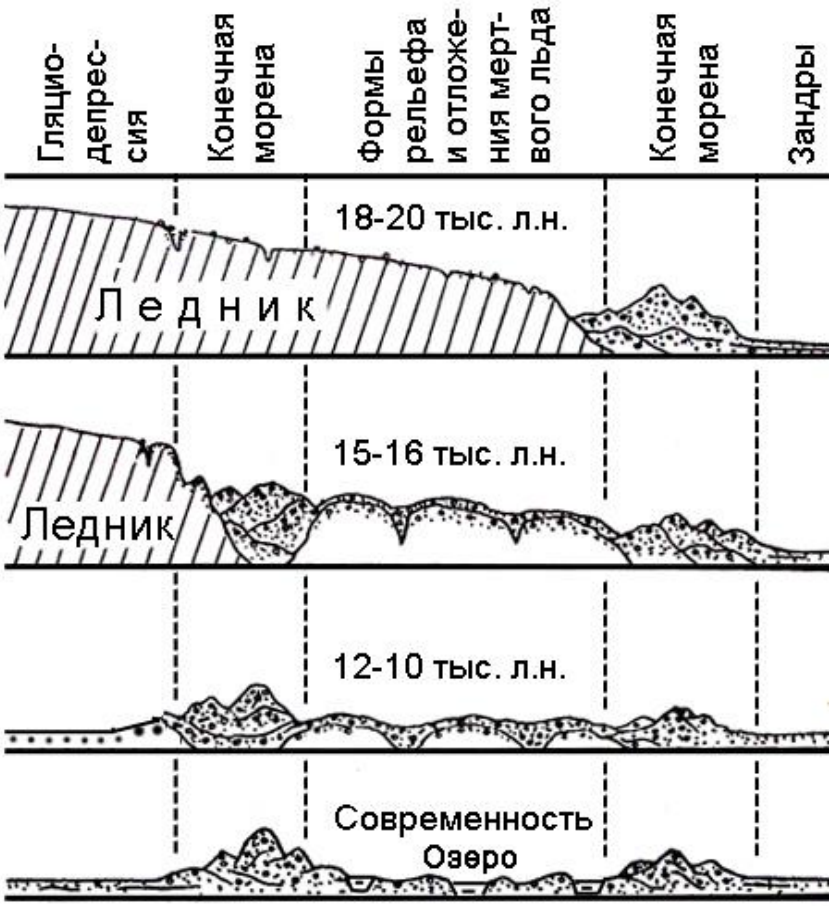



Рис. 3.15. Примерная схема формирования позерских краевых ледниковых образований на территории Беларуси
в интервале 20 тысяч лет назад - современность

На освободившейся ото льда территории сначала формировалась речная сеть, а на заключительном этапе, вслед за деградацией многолетней мерзлоты и погребенных под осадками полей мертвого льда, в рельефе проявлялись ледниковые ложбины и многочисленные котловины озер.

Практически повсеместно комплексы краевых образований отличаются чередованием активных и пассивных зон, которым присущ переход от преобладания напорных форм в дистальной части к наслоенным и насыпным формам на проксимальной периферии при одновременном уменьшении объема аккумулированного моренного материала. Это определяет локальные различия в строении отдельных форм. В составе одних краевых зон преобладают напорные образования, другие зоны сложены водно-

аккумулятивными разновозрастными формированиями. На разных участках меняются облик рельефа, его структура и состав рельефообразующих отложений. Это обусловлено, с одной стороны, динамикой ледника, с другой, – условиями подстилающего рельефа, характером стока талых вод (Ярцев, 1990).

Различают краевые зоны открытого типа, сформированные у свободного края ледникового покрова, и краевые зоны закрытого типа – на контакте активного и омертвевшего льда. Формы рельефа мертвого льда вырабатываются в более позднее время. На месте омертвевших участков ледника образуется беспорядочные скопления холмов и разделяющих их понижений. Закрытые краевые зоны распространены гораздо шире. Им свойственно наличие чешуй и отторженцев основной морены, а также деформаций, связанных с вытаиванием погребенного льда. Формы рельефа закрытых зон разнообразнее. Они характеризуются сочетанием сильно расчлененных грядово-холмисто-увалистых и выровненных пологоволнистых участков с амплитудой высот до 20-30 м и более (рис. 3.16).



Рис. 3.16. Грядово-холмисто-увалистый рельеф Новогрудской (вверху) и Минской (внизу) возвышенностей

Значительную часть объема краевых ледниковых образований составляют песчаные, песчано-гравийные, песчано-гравийно-галечные с

валунами аккумуляции. На долю мореных суглинков и супесей приходится обычно неболее 10-15%; во многих случаях моренные аккумуляции имеют ничтожное значение или совсем исчезают.

Внутреннее строение краевых ледниковых образований характеризуется частым и бессистемным переслаиванием одновозрастных моренных суглинков, супесей и песчаных отложений, подвергшихся значительной водной переработке с типичными признаками горизонтальной и косой слоистости, наличием линз и прослоев песчано-гравийного материала. Обломочный материал часто хорошо сортирован, окатан, его отличает разнообразие размеров, общее повышенное содержание крупной гальки и мелких валунов, нередко – их обилие, беспорядочность разброса крупных валунов. Зачастую наблюдаются сильно перемешанные песчано-гравийные и моренные нагромождения, как результат сгружения или оползания ледникового материала. Встречаются разного размера неотсортированные сцементированные валунники, прослои и линзы грубого материала.

В пространственном размещении краевых ледниковых образований прослеживаются довольно отчетливые зависимости от подстилающего рельефа (Раукас, Таваст, 1960; Басаликас, 1969; Левков, 1982 и др.). Г.И. Горецкий (1968, 1972а, 1972б) отмечал связь краевых аккумуляций с ложбинами ледникового выпахивания и размыва. Выявлена определенная унаследованная приуроченность развития краевых ледниковых образований в пределах повышенных участков тектонических структур кристаллического фундамента и осадочного чехла. В зоне краевых аккумуляций, проявляющихся в современном рельефе, увеличивается количество отторженцев, что особенно показательно на примере Белорусской гряды. Краевые образования, связанные с ложбинами ледникового выпахивания и размыва, чаще сложены песчано-гравийным материалом, а грядово-холмистые и другие возвышения, приуроченные к поднятиям ледникового ложа, в значительно большей мере представлены суглинистыми и супесчаными моренными. Роль в формировании облика конечных морен играли талые ледниковые воды и процессы гравитации, приводившие к освобождению моренного материала и формированию оплывневых морен, морен вытаивания, насыпных и намывных фронтальных и маргинальных аккумуляций.

Основные факторы, влияющие на формирование конечных морен, – движение льда по плоскостям внутренних сколов, бульдозерный эффект ледникового края (рис. 3.17), латеральное выжимание или течение пластичных пород ложа под воздействием ледниковой нагрузки и процессы абляции. В краевой аккумулятивной зоне захоронилось немалое количество ледяных глыб, на месте которых после вытаивания формировались термокарстовые воронки,

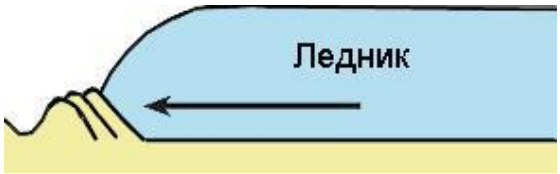



Рис. 3.17. Бульдозерный эффект ледникового края

провалы, межхолмовые понижения. Скорость таяния погребенных линз льда зависела от мощности покрышки. При значительной толщине покрышки, перекрывающей погребенную линзу льда, его таяние происходило с большим опозданием – в конце оледенения или даже в самом начале очередного межледникового периода. Иногда сактивного ледника извергались водопады, создавая местами мелкие эворзионные ямы (Лаврушин, 1970). Процесс формирования краевых морен является продолжением моренообразования, начавшегося в основании ледника. Генетическая связь основных и краевых морен подтверждается единством состава отложений.

Особенности строения, морфологии и распространения конечных морен имеет большое значение для раскрытия закономерностей дегляциации. Конечные морены как элемент краевых ледниковых образований обычно слагают дистальные участки краевых зон и не имеют сплошного распространения, а нередко вообще отсутствуют, их строение, вещественный состав и внешние формы часто резко изменяются даже на небольших расстояниях. Отложения конечных морен содержат много грубого слабо окатанного местного материала. На проксимальном склоне гряд отложения менее сортированы, чем в дистальной полосе, где они частично перерабатывались талыми водами. Для конечных морен характерны разнообразные складчатые разрывные дислокации и другие нарушения.

Внешне конечные морены представляют собой сочетание самых разнообразных форм от выпуклогребневых широких или узких изогнутых отчетливо выраженных гряд до продолговатых холмов и валов разной формы с уплощенными вершинами. Гряды, валы и холмы разделяются впадинами и ложбинами глубинами до 10-20 м. На склонах нередки скопления валунов. Наряду с резкими, отчетливыми формами, доминирующими среди окружающей местности, порой наблюдаются весьма слабо выраженные, едва заметные конечные морены. В целом наблюдается зональность в распределении конечных морен по территории страны. Это является отражением циклического хода таяния и поэтапного характера деградации края ледника.

Сравнение состава отложений основной морены с составом слоистых морен в краевойполосе, сложенных надвинутыми чешуями той же плитчатой или сланцеватой текстуры, говорит об их полном сходстве (Кудаба, 1960). И только особенности формирования, из которых важнейшими являются динамическое состояние льда и характер ложа, определяют появление фациальных разновидностей. Значение имела продолжительность осадконакопления, которая определяла хроностратиграфический ранг (гляциал, стадиал, фаза, осцилляция) конечно-моренного образования. А.Б. Басаликас (1963) полагал принципиально важным среди краевых образований выделять напорные и насыпные конечные морены, а также холмисто-моренные образования, формирующиеся в краевой полосе тающего ледника путем заполнения; трещин и пустот в теле ледника или понижений, оставшихся на месте растаявших глыб развалившегося ледника. Р.Дж. Райс (1960) охарактеризовал механизмы формирования разновидностей конечных

морен. К ним он отнес следующие процессы: «демпинг»-сваливание, «пушинг»-проталкивание и «сквизинг»-выталкивание-нагнетание.

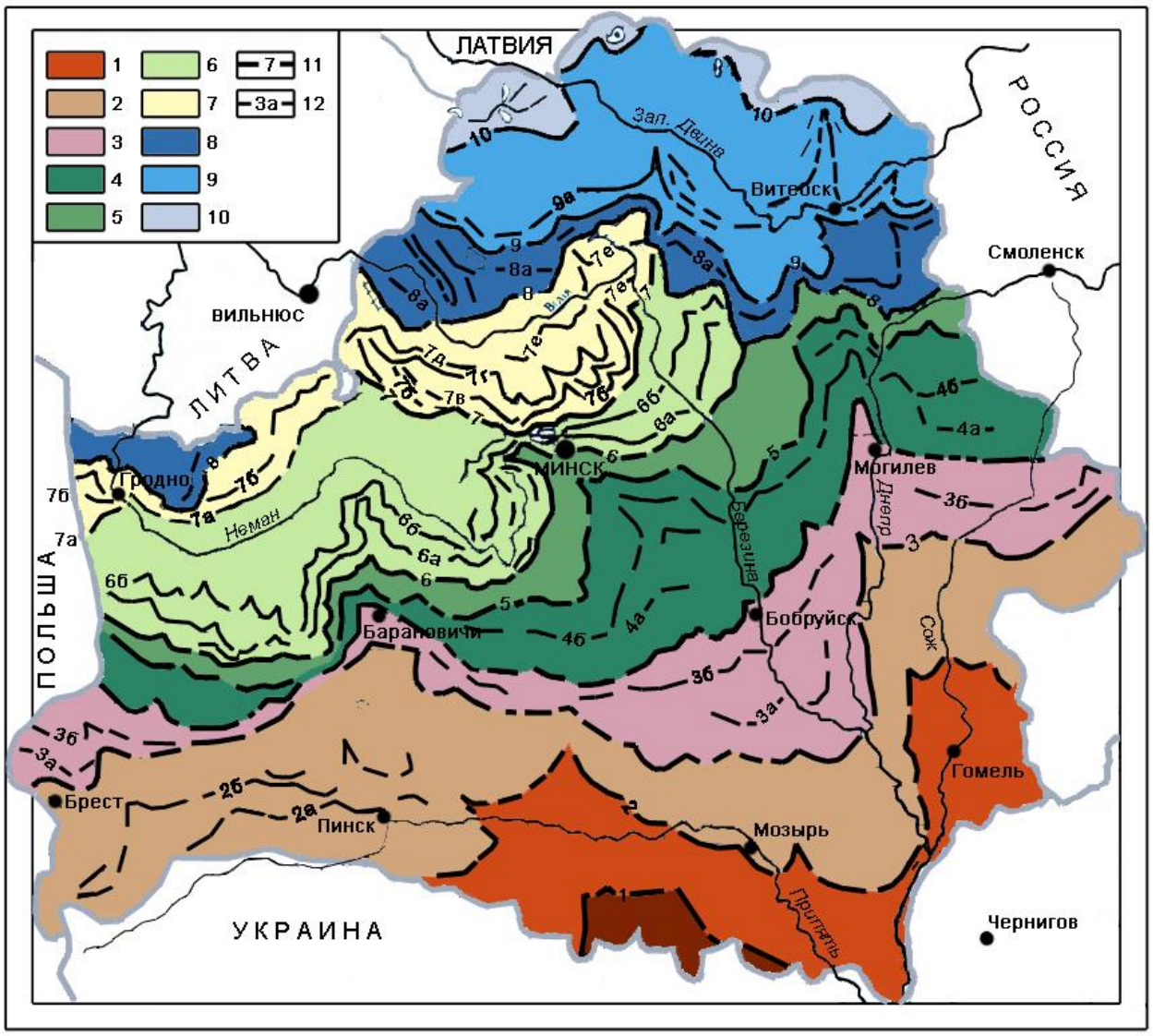



Рис. 3.18. Краевые образования Беларуси (Вознячук, 1976, с дополнениями). Припятский гляциал. *Днепровская стадия:* 1 – лельчицкая фаза, 2 – мозырьская фаза с пинской (2а) и логишинской (2б) осцилляциями, 3 – славгородская фаза с высоковской (3а) и чериковской (3б) осцилляциями. *Сожская стадия:* 4 – северополесская фаза с осиповичской (4а) и слуцкой (4б) осцилляциями, 5 – копыльская фаза, 6 – верхненеманская фаза с колодищанской (6а) и смолевичской (6б) асцилляциями, 7 – ошманская фаза с заславльской (7а), лысогорской (7б), логойской 7в), хатынской (7г), лебедевской (7д) и ильянской (7е) осцилляциями. Поозерский гляциал: 8 – оршанская фаза с лепельской (8а) осцилляцией, 9 – мядельская фаза с ушачской (9а) осцилляцией, 10 – браславская фаза

Краевые ледниковые отложения определяют общий вид современной поверхности на значительной площади северной, центральной и западной Беларуси. Они составляют основную часть Городокской, Витебской, Гродненской, Ошмянской и других возвышенностей и гряд. В виде цепей они вытянуты на десятки и сотни километров, возвышаясь над окружающими

равнинами и низинами на 50-100 м. Краевые ледниковые образования на территории Беларуси возникли в припятское (более 130 тыс лет назад) и поозерское (15-20 тыс лет назад) время в результате стадиальнх, фазиальных и осилляторных подвижек ледников (рис. 3.18).

Краткую характеристику краевых ледниковых отложения приведем на примере территории, расположенной в восточной части Белорусского Поозерья, где конечные морены не только прекрасно выражены в рельефе, но и обособлены одна от другой значительными расстояниями. Помимо поозерских предельных конечных морен, относящихся к оршанской фазе, на этой территории выделяются полосы краевых образований верхнелучосинской, витебской, городокской и езерищенской фаз отступания последнего оледенения (Санько, 1976). Положение конечных морен оршанской фазы отражает максимальное распространение льдов (рис. 3.19).

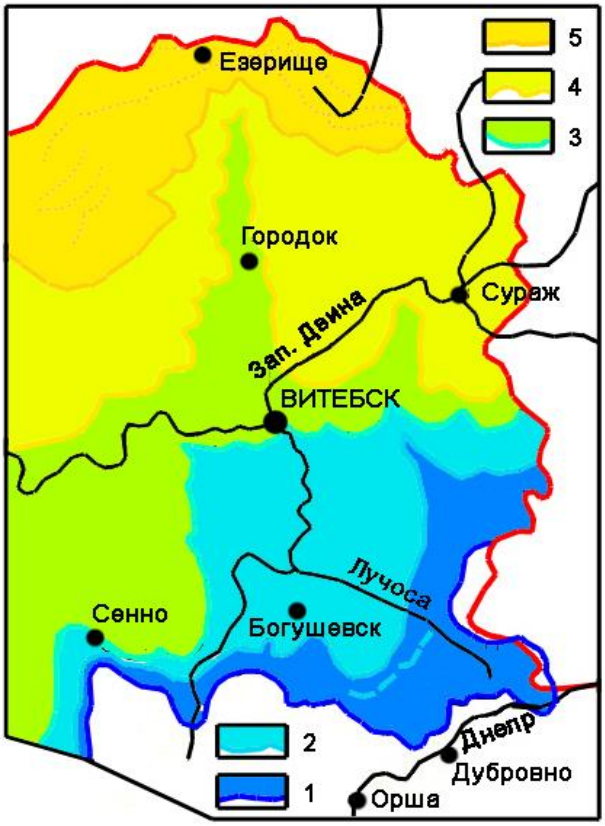



Рис. 3.19. Схема деградации льдов последнего оледенения на востоке Белорусского Поозерья (по А.Ф. Санько). Фазы: 1 – оршанская, 2 – верхнелучосинская, 3 – витебская, 4 – городокская, 5 – езерищенская

Для фазы характерны преимущественно насыпные песчано-гравийные гряды и камоподобные холмы, которые обрамляют северные склоны Смоленско-Московской в Оршанской возвышенностей. Небольшой ледниковый язык перекрыл долину Днепра у д. Старое Гончарово. К верхнелучосинской (лепельской) фазе относится грядово-крупнохолмистый рельеф южной и юго-восточной частей Витебской возвышенности, валообразные краевые образования, фиксирующие положение верхнелучосинской лопасти у дд. Рублево, Девино, осцилляторные образования у г.п. Ореховск, конечные морены у дд. Нерейша, Курейшево, Алексиничи. В строении краевой зоны принимают участие, главным образом, моренные суглинки с незначительным количеством обломочного материала, в меньшей мере песчано-гравийные отложения. Нагромождение крупных холмов, гряд и увалов центральной части Витебской возвышенности, классические грядовые и валообразные конечные морены сененнско-березовской лопасти, отмеченные Г.Ф. Мирчинком как бюльская стадия вюрма, были сформированы во время витебской фазы. В городокскую фазу

сформировались субмеридионально ориентированные конечные морены Городокской возвышенности и холмисто-моренные гряды севере Витебской возвышенности. Езерищенская фаза состоит из системы краевых образований, облекающих наиболее высокую часть Городокской возвышенности (Меховсквй угловой массив).

Таким образом, в составе краевых ледниковых образований Беларуси выделяются отложения двух генетических групп фаций: насыпные (сгруженные) и напорные (гляциотектониты). При этом напорные и выдавленные (скибовые и инъективные) морены относятся к первичным, а насыпные и наслоенные разновидности – к вторичным моренам.

### 3.2.1. Группа фаций краевых насыпных морен

Группа фаций краевых насыпных (сгруженных) гряд отличается хаотичным накоплением вытаявшего материала с четкими признаками аккумуляции непосредственно у фронта стационарного или рецессирующего ледника (см. рис. 3.1). Часто насыпные или сгруженные морены формируются в результате сползания, оплывания и перемывания материала основной или донной морен того же ледника. Для краевых насыпных морен характерны наслоенные (субаквальные) отложения и насыпные (субаэральные и супераквальные) отложения.

**Фация собственно насыпных морен.** Фация собственно насыпных морен формировалась, в основном, рецессирующим ледником. Ведущим фактором формирования насыпных краевых морен явилось сгруживание поставляемого ледником абляционного материала у его фронтального части. Для этого требовалась определенная стабилизация края ледника. По мнению Ч.П. Кудабы (1972) насыпные (свалочно-насыпные) краевые отложения отлагались в виде краевых осыпей, а также в виде вытаявших перемытых свалочных оползней, образовавшихся на краю ледника за счет абляции.

Аккумуляция насыпных образований, происходила при бóльшем участии талых вод, чем при формировании других фаций. Активность ледниковых вод приводила к удалению глинистой составляющей, увеличению степени сортированности отложений, особенно по сравнению с основными, абляционными и напорными разновидностями морен. Неперемытый моренный материал насыпных форм в общем объеме играет незначительную роль, у него, как правило, прослеживается слабо выраженная слоистость. Часто насыпные краевые отложения не имеют супесчано-суглинистых моренных прослоев и целиком состоят из песчано-гравийно-галечных толщ (рис. 3.20). Хорошо промытый гравийно-галечный материал насыщен значительным количеством валунов. Вообще, сильная завалуненность – важная примета собственно насыпных фаций.

В рельефе отложения насыпной фации образует неширокую полосу невысоких холмов, бугров и гряд. Они богаты месторождениями гравия и песчано-гравийного материала.



Рис. 3.20. Отложения наслоенной фации конечных морен высоковской осцилляции славгородской фазы днепровской стадии припятского гляциала (фото А.В. Силюка)

**Наслоенная фация.** Отложения наслоенной фации выделяются в составе группы фаций краевых насыпных морен. Отложения фации формировались в условиях относительно стационарного положения края ледника, при его неустойчивом режиме и значительном участии талых вод, когда зачастую наряду с водно-ледниковыми осадками в значительных объемах аккумулировались еще и моренные образования.

Наслоенная морена отличается сложным переслаиванием моренных суглинков, супесей, реже ленточных глин и алевритов, а также песков и гравия. М.И. Лопатников и С.М. Шик (1963) подобное сочетание определили как конечноморенный «слоеный пирог».Нередко в моренных прослоях отмечается четкая тонкая слоистость. В целом для фаций характерно ненарушенное или слабонарушенное залегание слоев. Типичны термокарстовые просадки и солифлюкционные покровы. В отличие от насыпной фации здесь меньшая завалуненность. Преобладание в разрезе

слоев, сложенных моренным материалом, свидетельствует о периодических подвижках ледника.

В рельефе образования наслоенной фации выражены неодинаково. На возвышенностях более типичны сочетания крупных холмов, в то время как на равнинных участках в большей мере развиты холмы и гряды средних размеров с крутыми склонами и уплощенными вершинами. Гребни многих высоких, особенно плосковершинных холмов, часто перекрыты слоистыми песчаными отложениями.

### 3.2.2. Группа фаций краевых напорных морен (гляциотектониты)

Отложения группы фаций краевых напорных гряд сложны по строению. Напорным моренам или гляциотектонитам присущи различного рода гляциодислокации – складки, сбросы, надвиги (рис. 3.21). Они часто сланцеваты, обогащены смятыми, иногда надвинутыми друг на друга, еще не подвергшимися сильной ледниковой переработке, отторженцами. Размер отторженцев краевых напорных гряд может колебаться от менее одного метра до сотен метров и более. В составе отложений довольно много неокатанных и плохоокатанных обломков пород ложа. В целом, довольно много крупнообломочного материала. Здесь обнаруживается преимущественное расположение удлиненных обломков поперек предполагаемого движения материкового льда (Раукас, 1962).



Рис. 3.21. Напорные морены в виде чешуй основной морены (фото М.Е. Комаровского)

Считается, что краевые морены напора формируются под активным воздействием переднего края ледника, сдвигающего находящиеся перед ним коренные породы уступов или лежащие на уступах и возвышениях как водно-ледниковые, так и ранее сформированные моренные насыпные (сгруженные) или выжатые пластичные породы. Иногда напорные морены сложены чешуями сингенетической донной морены.

Среди напорных морен краевых ледниковых образований Ч.П. Кудаба (1972) выделяет компактные высоконадвиговые многоярусные грядовидные всхолмления, мезоформы которых сплошь состоят из аморфной (прессованной) массы моренного суглинка. Формирование таких морен обусловлено вытаиванием мореносодержащих горизонтов на краю активного ледника. Вторым вариантом накопления напорных морен являются дислоцированные образования, представляющиесобой наслоенные отложения, затронутые механическим напором края ледника.

Напорные моренные краевые образования, чаще всего, прослеживаются на дистальных склонах, особенно на самых высоких угловых участках моренных массивов. Литологически эти образования слагаются преимущественно суглинистым материалом. Валунов в них сравнительно мало.

**Фация скибовых морен.** Большое внимание изучению образований этой группы фаций уделили Н.И. Кригер (1972) и Э.А. Левков (1980). Скибовая фация довольно широко распространена в зоне развития морен напорного типа и, чаще всего, непосредственно выражается в рельефе. Внешне это может проявляться в виде серии параллельных грядовых полос, чередующихся с понижениями (рис. 3.22). Интервал между гребнями гряд обычно составляет 100-350 м. Образование таких напорных морен обладает ассиметричными склонами. Угол наклона проксимальной стороны достигает 10-20º, на 3-5º круче дистальная сторона. Относительная высота гряд над межгрядовыми понижениями достигает 10-15 м, редко более. По простиранию гряды могут быть вытянуты на расстояние от десятков метров до нескольких километров. Иногда образования скибовой фации имеют вид более массивных гряд, валов и холмов с относительным превышением до нескольких десятков метров.

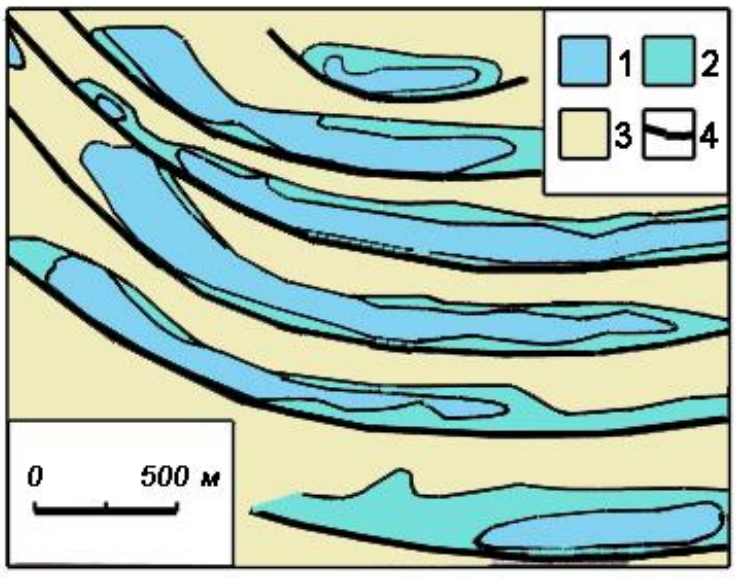



Рис. 3.22. Гляциотектоническая схема Песковской гляциодислокации у пос. Красносельский Гродненской области:
1 – мергельно-меловые породы верхнего мела; 2 – глауконитово-кварцевые пески палеогена и песчано-глинистые отложения неогена; 3 – пески, грубообломочные и глинистые породы четвертичной толщи (в том числе моренные супеси); 4 – надвиговые поверхности скиб

Внутреннее строение скибовых фациальных структур определяется сложным сочетанием деформированных и часто разорванных складок и

чешуи с широким диапазоном размеров. Э.А. Левков (1980) выделил моноклинально-синклинальный и антиклинальный типы скиб. Моноклинально-синклинальные скибы с углами падения от 15-20 до 40-60° почти всегда наклонены в проксимальную сторону и, чаще всего, представлены песками, песчано-гравийно-галечным материалом, несколько меньше – валунными суглинками и супесями. Антиклинальные скибы встречаются реже, их осевые поверхности чаще наклонены по движению ледника, иногда отмечаются и прямые складки. Для них более типичны суглинисто-супесчаные валунные отложения, реже разнозернистые пески. Вся дислоцированная толща разбита сложной системой вторичных трещин. Мощность скиб колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, при этом прослеживается определенный ритм их чередования. В некоторых случаях повторные подвижки привели к появлению вторичных малоамплитудных дислокаций у проксимального склона, в то время как с дистальной стороны такие следы напора отсутствуют.

Важная особенность напорных гряд – их многоярусность, когда выходящие друг из-под друга клиновидные пластины моренных суглинков, супесей, глин, тонких супесей и песков различной толщины (до 5-10 м) образуют сложный пакет чешуи, воздымающихся по направлению движения ледника.

**Фация инъективных морен.** Отложения фации инъективных морен представляют собой разного рода инъекции, протрузии и другие внедрения легко набухающих в воде и пластичных отложений одних слоев в пласты других (рис. 3.23-3.24).

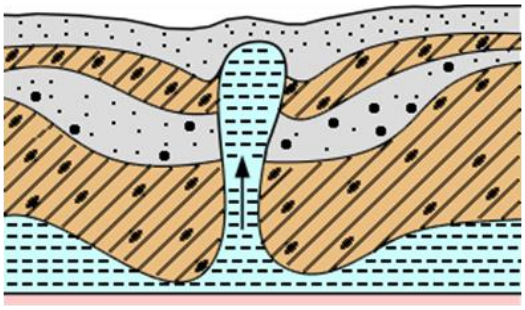


Рис. 3.23. Инъекция легко набухающих отложений в вышезалегающие пласты

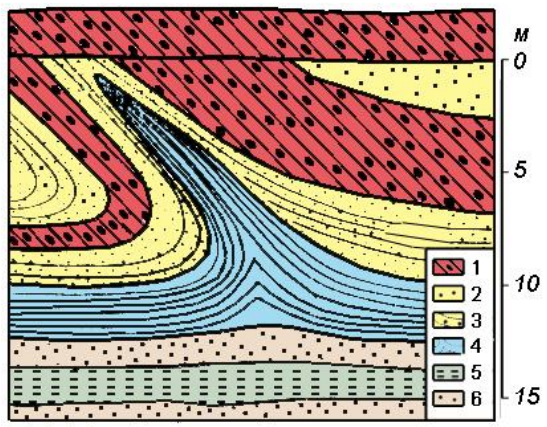



Рис. 3.24. Гляциодиапир, образованный неогеновыми глинами (Додонов, 1971): 1 – морена, 2 – песок, 3 – слоистый песок четвертичной системы, 4 – неогеновые глины, 5 – алеврит, 6 – песок неогеновой системы

Размеры таких инъективных форм могут быть самыми разнообразными. Наиболее распространенная форма инъективной фации – гляциодиапиры, среди которых по особенностям конфигурации выделяются гляциокупола, гляциодайки, гляциоштоки и др. Обычно такие формы развиты целыми группами и в некоторых случаях могут прерывать вмещающую толщу и выходить на поверхность. Тела внедрения разнообразны на вид: от прямых и опрокинутых синклиналей, пережатых складок, клиньев до по-разному наклоненных даек, штоков и форм других самых причудливых очертаний. Инъекцирующими породами бывают рыхлые и пластичные отложения – от песков и глин до мела, мергеля.

Для внутреннего строения отложений инъективной фации характерны различные деформации первичной структуры от простого утолщения слоев в одном месте за счет утоньшения в другом месте до более сложных образований разорванных пережимов, линзообразных, каплевидных и других более мелких по форме и размерам внедрений. Э.А. Левков (1980) отметил необходимость учета крупных инъективных форм, которые могут проявляться в рельефе в виде гряд, холмов, платообразных возвышений с относительной высотой до 25-30 м. Крупные инъективные макроформы часто отмечаются на бортах ложбин ледникового выпахивания и размыва (Горецкий, 1970; 1978), особенно в пределах Белорусской антеклизы.

**Фация инъективно-скибовых морен.** Отложения инъективно-скибовой фации краевых напорных гряд широко развиты в пределах Белорусской гряды. Инъективко-скибовые гляциодислокации отличает чешуйчато-скибовая структура, повсеместно осложненная различными проявлениями инъективного диапиризма в виде гляциокуполов, гляциодаек и др. Во внутреннем строении инъективно-скибовых образований довольно быстрая смена строения и самые различные комбинации структур с переходными формами. Нередко в дислокациях участвуют рыхлые или пластичные коренные породы. Инъективно-скибовая фация в виде синклинальных куполообразных форм, осложненных чешуями, наиболее часто отмечаются в дистальной зоне конечно-моренных дуг.

### 3.3. Абляционные морены

Абляционные морены (морены вытаивания) наряду с основными иконечными моренами являются самостоятельным генетическим типом собственно ледниковых отложений. Они формируются обычно из недвижущегося льда в результате статического вытаивания верхних слоев морены под воздействием солнечной радиации, турбулентного теплообмена, термической и динамической эрозии талой вода. С одной стороны, абляционные морены – продукт аккумуляции поверхностного вытаивания моренного материала, поступившего на покров ледника по внутренним плоскостям сколов с частично сохранившимися признаками ледниковой транспортировки, а с другой на ее возникновение значительное воздействие оказали процессы гравитационного обрушения масс порода, оползания

пластов, солифлюкционных проявлений или переработки талыми водами сравнительно больших объемов исходных пород.

Формирование морен вытаивания в надледниковых условиях в наибольшей степени присуще этапам стабилизации, деградации и омертвения ледника, особенно на окраинных поясах и в пределах значительных по площади ледниковых участков с расчлененным рельефом. Вытаивание и аккумуляция материала резко возрастала как при регрессии края ледника, так и в случае единовременного площадного распадения ледника на крупные части.

Согласно Е.В. Рухиной (1973), формирование абляционной морены вызвано не столько статической абляцией, сколько таянием и размывом материала, находящегося на поверхности ледника, струйками талых вод. В этой связи она предлагает такие образования называть абляционно-потоковыми.

Рассматриваемые аккумуляции представляют самые верхние части ледниковых образований, преимущественно основных морен. Они могут переслаиваться с флювиогляциальными или лимно-гляциальными отложениями. Нередко они перекрывают краевые ледниковые образования, являясь связующим звеном между конечными и основными моренами. Их часто можно встретить в полосе холмисто-увалистого и холмисто-грядового моренного рельефа.
А.И. Гайгалас (1971) считает, что абляционные морены могли формироваться также в условиях свободного дренажа талых вод при таянии ледника в условиях подпруживания, если уровень водоема был выше поверхности ледника. В таком случае разновидности абляционной морены, по содержанию глинистых частиц почти сходны с основной мореной. В толще таких морен часты включения линз и прослоев глины. По мнению А.И. Гайгаласа (1985), абляционные морены – не автономный вид, а представляет собой подгруппу поверхностных морен, которая включает супрагляциальные и сублимационные разновидности. В то же время этот исследователь отмечает подледниковые абляционные накопления, сублимационно освободившиеся или сформировавшиеся в результате субгляциальной деформации пород субстрата без видимых признаков переотложения и растекания. Ю.А. Лаврушин (1969) указывает на наличие абляционных накоплений, сформировавшихся как на поверхности ледника, так и под ледником. На формирование абляционной морены под активным льдом в результате динамического вытаивания указывает М.Эдвардс (Edwards, 1978). Однако достоверно установленными в пределах Беларуси можно считать только поверхностные абляционные морены.

Толща абляционной морены на территории Беларуси имеет мощность от нескольких дециметров до нескольких метров (чаще 1-3 м). Эти морены залегают разорванным чехлом на основной морене, сглаживаянеровности рельефа ее кровли. Абляционные морены имеют близкий вещественный состав с основными моренами. На равнинах онипо сравнению с основными моренами содержат повышенное количество грубообломочного материала,

песка и гравия. При невыдержанных физико-механических свойствах их плотность меньше, чем первичных морен. Они более рыхлые, пористые, нередко водопроницаемые. Им присуще низкое содержание пелитовых фракций и почти полное отсутствие направлений ориентировки обломочного материала (рис. 3.25).

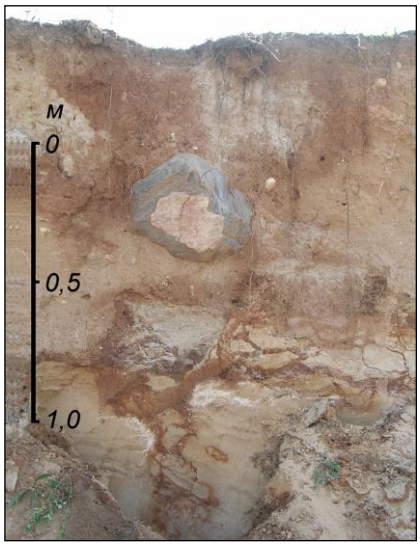



Рис. 3.25. Поверхностная абляционная морена на Свирской гряде у д. Малиновая

В абляционной морене преобладают угловатые обломки по сравнению с полуугловатыми и полуокатанными обломками в основной морене, что указывает на их близость переноса от исходного материнского субстрата. Гранулометрический состав, как и текстурные особенности абляционной морены сильно зависят от особенностей ее транспортировки вводном потоке. В абляционных моренах повышенное содержание эрратических обломков, для которых свойственна значительная выветрелость как результат циркуляции воды и воздуха по порам. В абляционных моренах отсутствует сланцеватость первичных макро- и микродинамических текстур. В некоторых случаях уплощенные валуны и галька расположены не хаотически, а параллельно друг другу и подошве слоя. По мнению А. Дрейманиса (Dreimanis, 1976), обломочный материал, попадавший в достаточно вязкие и жидкие солифлюкционные потоки, погружался и накапливался в основании пласта. Верхняя же часть такой морены более сортированная и отчасти слабослоистая.

В абляционной морене иногда наблюдаются песчаные и песчано-гравийные валуны с нечеткой выраженной косой и горизонтальной слоистостью, которые были погребены в замерзшем состоянии (рис. 3.26).

Абляционные морены часто имеют слабовыраженную грубослоистую текстуру. У некоторых разновидностей встречаются тонкие прослои внутри пласта, складки течения и сколы. Прослеживаются текстуры деформации, обусловленные неравномерным проседанием материала. В подошве абляционных морен нет видимых гляциодинамических текстур, свойственных основным моренам. Базальный контакт может быть согласным или эрозионным.

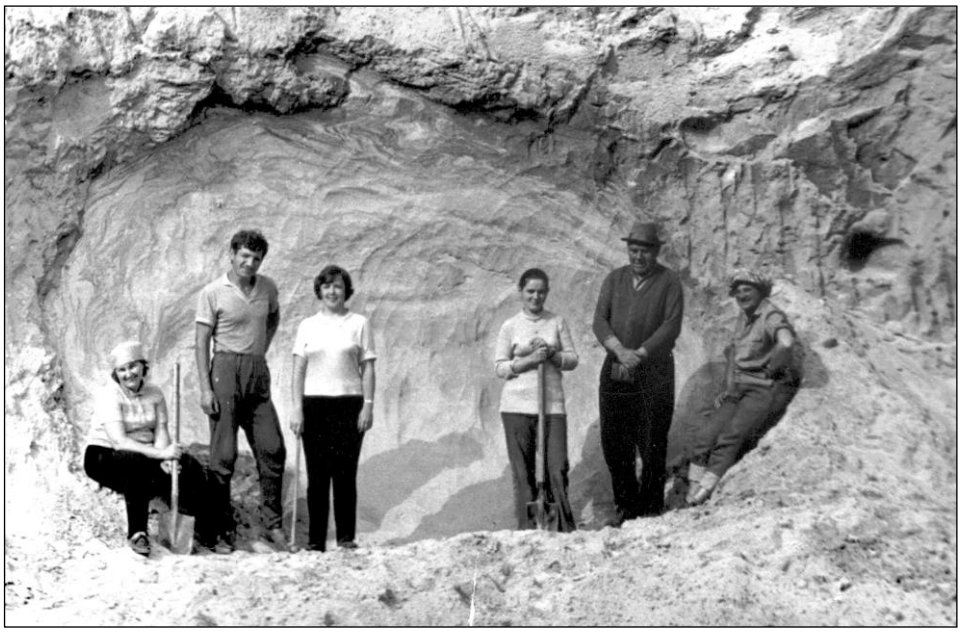


Рис. 3.26. Песчаный валун в составе абляционной морены на Гродненской возвышенности. Пятый слева – академик Г.И. Горецкий

Проблема диагностики абляционных морен разработана недостаточно. Общий принцип генезиса абляционных морен предложен Р.Флинтом (1963). Значительное внимание изучению абляционных морен посвятил Г.Бултон (Boulton, 1968, 1971, 1975). Выявлением особенностей формирования, строения и специфических признаков занимались Е.В. Рухина (1977), М.А. Фаустова (1980), Ю.А. Лаврушин (1960) и другие исследователи.

К настоящему времени более изучена группа фаций морен сплывания, которые называют также моренами течения, моренами сползания. Другую группу фаций представляют морены поверхностного вытаивания и сублимации или перемытыеи перлювиальные морены. Более дробное фациальное расчленение абляционных морен вызывает значительные трудности, так как общий уровень их изученности является крайне недостаточным. Многие вопросы, касающиеся условий формирования и принципов диагностики, не отвечают современным требованиям и ждут дальнейшего разрешения.

### 3.3.1. Группа фаций морен сплывания

К группе фаций морен сплывания или морен течения относятся абляционные морены с признаками солифлюкционного перемещения, которые образуются при течении, оползании или скольжении избыточно насыщенного водой моренного материала. Морены сплывания обладают некоторыми признаками флювиогляциальных накоплений, от которых отличаются плохой сортировкой материала, небольшой и невыдержанной по площади плотностью, значительным содержанием алевритовых и глинистых частиц и их крайне неравномерным распределением по разрезу.

Важный диагностический признак морены сплывания – быстрое изменение плотности и состава, вытянутость длинных осей обломков в

направлении сплывания, их параллельное размещение относительно уклонов сползания или поверхности переноса. У морен сплывания слабо выражена слоистость, границы между прослоями песчаного и глинистого материала нечеткие. Признаки морен сплывания: а) различные текстуры течений с опрокинутыми складками, б) оползневые складки или языки потока, основание которых обычно наклонено вниз по течению, в) конволютные стяжения, г) внутриформационно разбитые линзы осадочного мелкозернистого материала, захваченного из субстрата, д) небольшие пропластки алеврита в виде складок, сдвигов и других различных рисунков течения. В нижней части встречаются текстуры нагрузки, что обусловлено таянием подстилающего льда, вызывающего локальное прогибание текстур или сбросообразование. Ориентировка текстур обычно связана с локальными напряжениями и поэтому направление текстур меняется от одного места к другому. Углы падения длинных осей обломков значительны и в основной массе колеблются в пределах 40-90°. Среди других диагностических признаков морены сползания М.А. Фаустова (1980) отметила значительное изменение некоторых минералов легкой фракции. В частности полевые шпаты пелитизированы с поверхности. Глауконит, как правило, имеет бурый цвет, а зерна частично растворены. Пластинки биотита обычно ожелезнены и часто хлоритизированы.

Окраска морены сплывания бурая, часто пятнистая из-за ожелезнения. Встречаются железистые конкреции. Более сильное ожелезнение прослеживается на границах опесчаненных и оглеенных прослоев, что проявляется на внешнем облике и изменений зерен минералов. Нередки глинистые катуны и стяжения округленной формы. Многие минералы покрыты глинистой пленкой. Для отложений характерны глинистые натеки.

### 3.3.2. Группа фаций морен поверхностного вытаивания и сублимации

К группе фаций абляционных морен поверхностного вытаивания и сублимации относятся разновидности, сложенные несортированными и плохосортированными рыхлыми и грубыми супесями и опесчаненными суглинками, без заметной или с неясновыраженной слоистостью, нередко наличием отдельности, оскольчатости, следами течения.

Для этой группы отложений характерны в общем беспорядочное распределение в разрезе глинистого, песчаного, гравийного, галечного и валунного материала. Удлиненные обломки не имеют направленной ориентировки. Иногда прослеживаются морозобойные клинья и другие следи морозного выветривания. Углы падения длинных осей обломков в преобладающей части горизонтальны и субгоризонтальны и составляют до 5-15° и обычно не превышают 25°. Глинистый материал имеет различную степень ожелезнения. В сравнении с основными моренами зерна минералов значительно изменены. Как правило, полевые шпаты пелитизированы с поверхности. Часто разрушен или имеет буроватую и бурую окраску глауконит, содержание совершенно и хорошо окатанных обломков разных размеров незначительно.

# Глава 4. **ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД**

Отложения этого ряда сформировались в результате деятельности талых вод ледника. Размыву и водной переработке подвергались преимущественно морены краевой зоны материковых ледников. Водно-ледниковые отложения развиты также на участках, где происходило таяние так называемых «мертвых льдов», потерявших связь с активным покровным ледником. Они представлены комплексом слоистых песчаных и гравийных флювиогляциальных и озерно-ледниковых образований. Флювиогляциальные пески и песчано-гравийные толщи на территории Беларуси иногда имеют повышенную мощность (до 100 м) и значительные площади распространения.

## 4.1. Флювиогляциальные отложения

Формирование флювиогляциальных (потоково-ледниковых) отложений в разных объемах происходит на всех этапах развития ледникового покрова. Однако основная преобладающая масса связана с его стагнацией и регрессивной фазой развития. В результате деятельности потоков талых ледниковых вод происходит размыв, разрушение, вымывание мелких частиц, перемешивание, истирание, окатывание, дифференциация зерен и обломков горных пород. Аккумуляция этого материала происходит вблизи, под ледником или внутри его в объемах, соразмерных продолжительности и гидродинамической активности талых вод. К флювиогляциальным образованиям обычно относят накопления, которые формировались в пределах всего водного русла или потока, от устья и до истока, от начала конуса выноса или шлейфа до его окончания. Фациальные различия определялись положением водного потока относительно края ледника (в пределах самого ледника, у края ледника, на некотором удалении от ледника), своеобразием подледниковых, внутриледниковых и наледниковых обстановок. Площадные особенности залегания, общий объем, слоистость отложений были тесно связаны с режимом таяния ледника и динамикой его талых вод.

Флювиогляциальные накопления являются одним из важнейших генетических типов четвертичных отложений Беларуси как в разрезе, так и по площади (рис. 4.1). По оценке Э.А. Левкова и др. (Левков и др., 1973) на них приходится почти треть объема четвертичной толщи. Они представлены группой образований, сформировавшихся в разнообразных фациальных обстановках. В рассматриваемый тип входят отложения зандров, камов, озов, флювиогляциальных дельт, камовых террас и др. Сравнительно точная диагностика этих форм возможна лишь в тех случаях, когда они залегают неглубоко, фактически с поверхности, и отчетливо выделяются в рельефе. В ископаемом состоянии часть отложений фаций, относящаяся, в основном, к внутриледниковой группе фаций, не может диагностироваться, поскольку сама форма рельефа разубоживается и исчезает в ходе очередного надвига покровного ледника. Отложения камов, озов и других сравнительно мелких

форм, выделяющихся в рельефе, в первую очередь подвергаются размыву и переотложению.

Флювиогляциальные перемытые осадки, по существу, являются промежуточным звеном между собственно ледниковыми и аллювиальными образованиями. От аллювия флювиогляциальные отложения отличаются более слабой сортированностью зерен, следами перигляциалъных явлений, наличием деформационных текстурных нарушений, обусловленных вытаиванием погребенных блоков льда, глинистой пленкой на зернах, матовой поверхностью зерен, их незначительной окатанностью и изометричностью, а также отсутствием растворимых солей и органического вещества (Дромашко, 1961; Лукашев, 1971 и др.). А.А. Юргайтис, А.П. Микалаускас, Г.А. Юозапавичюс (Юргайтис и др., 1982) показали различия в седиментогенезе флювиогляциальных и аллювиальных отложений по комплексу признаков, включающих их слоистость и строение, ориентировку и углы падения косых слойков, разнообразные литологические критерии.

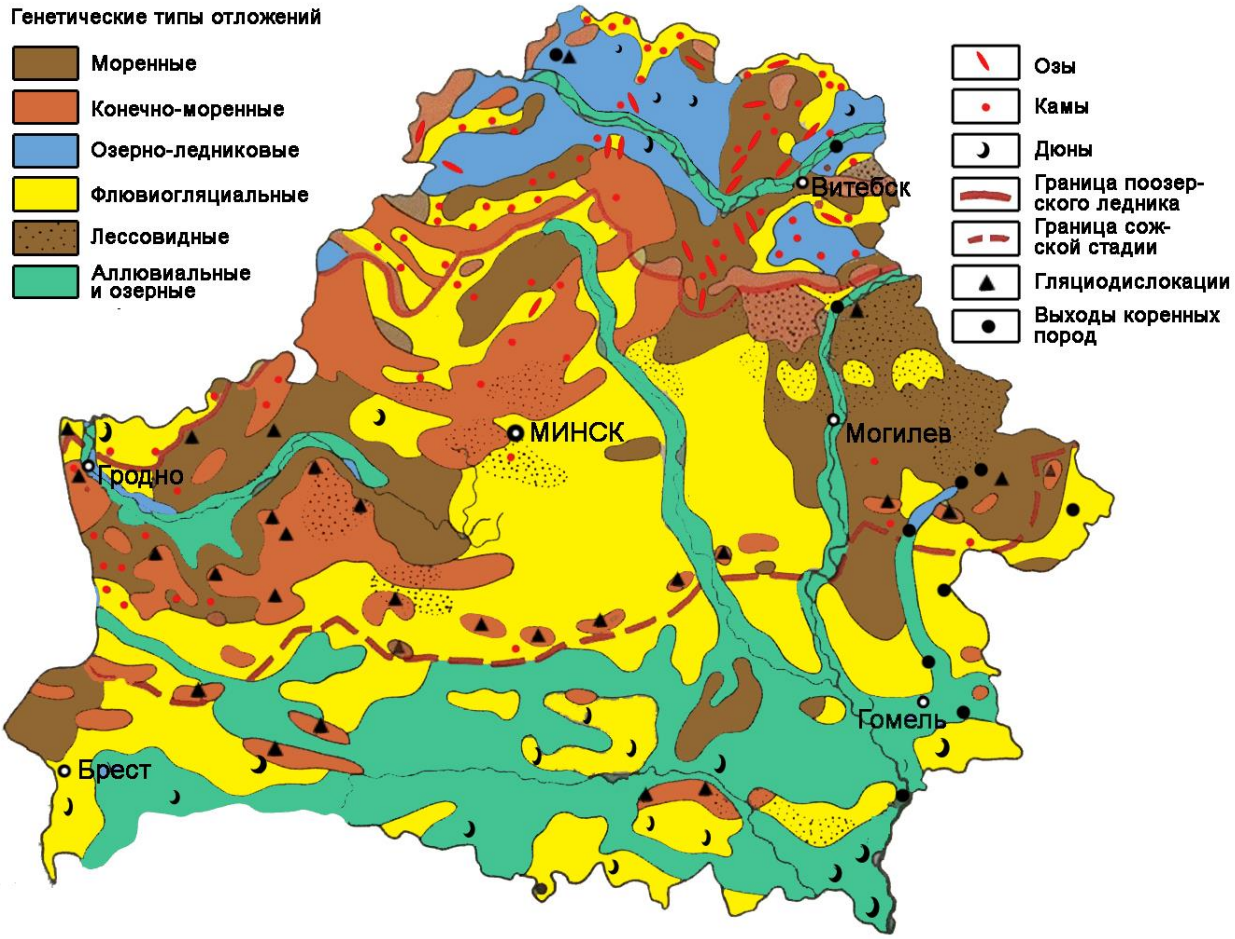



Рис. 4.1. Распространение флювиогляциальных отложений на территории Беларуси среди других генетических типов четвертичных отложений

Мощность, особенности строения и условия залегания флювиогляциальных осадков определялись, в основном, интенсивностью

таяния ледника и характером подстилающего рельефа. Формы аккумуляции, своеобразие текстур и структур флювиогляциальных отложений всегда обусловливаются взаимоотношением тающих ледников и прилегающей территории. Основным источником материала для флювиогляциальных отложений служили абляционные морены и мореносодержащие льды, и поэтому вещественный состав этих образований в целом близок к моренам, хотя и отличается иными соотношениями минерального и петрографического состава, несколько большим содержанием зерен и обломков устойчивых минеральных компонентов. Относительное разнообразие обломков во многом зависит от их механической прочности, трещиноватостии степени цементированности. Для крупнообломочного материала, в первую очередь для гравия и гальки, обломков кристаллических пород в большинстве случаев на 10-15% больше, а карбонатов меньше, чем в моренных отложениях (Левков, 1965; Юргайтис, 1969). По мнению некоторых исследователей, изменение литолого-минералогических особенностей флювиогляциальных отложений обусловлено, скорее, площадным, чем генетическим характером.

Важным диагностическим фактором флювиогляциальных отложений служат текстурные особенности. Обычно встречаются различные сочетания косой, перекрестной, диагональной, волнистой, несколько реже – субгоризонтальной и горизонтальной слоистости. Нередко преобладает какой-либо один тип слоистости, который позволяет примерно определить фациальные особенности отложений. Ориентировка косых слойков и удлиненных обломков близкая. Довольно частые нарушения в залегании слоев обусловлены таянием глыб погребенного льда и многолетней мерзлотой. Флювиогляциальным отложениям, особенно, залегающим с поверхности, присущи мерзлотные нарушения сплошности залегания.

Общий признак для всех фаций флювиогляциальных отложений – слабая сортированность и значительная изменчивость гранулометрического состава даже на близких расстояниях, падение галек против направления переносящего потока под небольшими углами. Это объясняется незакономерным, резко пульсирующим таянием ледника и соответственно изменением скоростей водных потоков. Особенно это характерно для отложений флювиогляциальных гряд краевой зоны ледниковых образований.n Флювиогляциальные отложения Беларуси относятся к слабо и плохосортированным. Преобладает грубообломочный материал – песок, гравий, галька, соотношение которых непостоянно. Окатанность крупных обломков флювиогляциальных отложений лучше, чем мелких. Известняки и доломиты имеют большую округленность по сравнению с кристаллическими обломками, так как истираемость карбонатных пород в 12-20 раз больше истираемости гранитов (Левков, 1965). Существенных отличий в морфологии, выветрелости, изменениях минералогического состава различных флювиогляциальных образований не выявлено. Эти особенности имеют больше площадной, чем фациальный характер.

Песчаные и алевритовые обломки флювиогляциальных образований представлены разнообразной ассоциацией минеральных. Отличие

проявляется в несколько лучшей сортировке минералов по плотности, размерам, форме, что отражает более активный режим гидродинамического воздействия и соответственно другие условия среды седиментации. По сравнению с моренами в рассматриваемых отложениях зарегистрированы высокие количества слюдистых минералов частые и более широкие пределы колебаний количества минералов. Для них характерен больший коэффициент выветрелости. В некоторых случаях сортировка сопровождается шлиховыми проявлениями, которые могут быть четко выражены в виде темноцветных прослоев. Природное шлихование и активная водная среда водно-ледниковых потоков способствовала относительному увеличению устойчивых компонентов за счет менее стойких и менее прочных, которые в большей степени подвергались дезинтеграциии другим видам выветривания.

Количественные соотношения минералов в гранулометрическом профиле существенно меняются. Кварц преобладает во всех размерных диапазонах. Доля кварца с уменьшением размера зерен возрастает и достигает максимума в мелкой песчаной фракции. Некоторое уменьшение количества кварца прослеживается в алевритовой размерности. Флювиогляциальные отложения в отличие от других генетических типов ледниковых отложений выделяются некоторым возрастанием количества гранатов и циркона, уменьшением содержания полевых шпатов, пирита, амфиболов и пироксенов, а нередко и эпидот-циозитов, которые в водных потоках относительно быстро разрушаются и разлагаются.

Весьма однообразна легкая минералогическая фракция, состоящая преимущественно из кварца и полевых шпатов (обычно составляющими в сумме более 95%). В распределении легких минералов в разновозрастных флювиогляциальных отложениях, чаще всего, не наблюдается определенной закономерности, хотя иногда в количественных соотношениях этих компонентов можно обнаружить некоторые зависимости. Так, наибольшие содержания карбонатов в тонкой и мелкой песчаных фракциях приурочиваются к более древним образованиям. Фракция 0,25-0,1мм обычно содержит максимальные значения кварца в поозерских образованиях, а наибольшая доля полевого шпата уже связана с отложениями припятского оледенения.

Содержание кварца с севера на юг страны возрастает, а полевого шпата, карбонатов и кальцита уменьшается, последний особенно резко. Это, по-видимому, связано не только с разрушением, истиранием, но и растворением минералов, вызванным значительной агрессивностью тающих вод ледника. Увеличение доли кварца и полевых шпатов (при одновременном обеднении карбонатами) отмечаются с запада на восток страны.

Влиянием подстилающих коренных пород на формирование флювиогляциальных отложений можно объяснить некоторое возрастание глауконита, слюд и карбонатов (доломита и сидерита) в южном направлении. На юге Беларуси в поверхностных горизонтах флювиогляциальных образований, затронутых почвенными процессами, отмечено появление вторичного опала.

В целом в составе флювиогляциальных отложений принимает участие тот же комплекс тяжелых минералов, что и в моренах (Ярцев 1976; Ярцев, Сачок. 1978). Главнейшей минералами тяжелой части флювиогляциальных отложений выступают амфиболы, гранаты, ильмениты, магнетит, эпидот-циозиты, биотит, циркон. Реже встречаются ставролит, рутил, турмалин, фосфаты, лейкоксен, гидроокислы железа. Постоянно, но в малых количествах, присутствуют пироксены, дистен, апатит. Доли процента составляют силлиманит и андалузит. Единичными зернами представлены мусковит, хлорит, анатаз, брукит, монацит и другие минералы. Наибольшее разнообразие ассоциации тяжелых минералов наблюдается в крупноалевритовой фракции. Содержания тяжелых минералов в мелких песчаных, алеврито-песчаных и хорошо промытых разнозернистых песках в соответствующих фракциях обычно в 2-3 раза меньше, чем в мелких фракциях песчано-гравийно-галечных отложений, что является результатом природного шлихования.

Различие минералогического состава флювиогляциальных песков и песчано-галечных образований обнаруживается не только в степени концентрации тяжелых минералов и выхода их в равных размерных фракциях, но также и в специфическом, качественном распределении самих минералов. Песчаные образования выделяются относительно большим сосредоточением (в последовательности перечисления) ильменита, амфиболов, гранатов, циркона. Второстепенную группу образуют эпидот-цоизиты, турмалин, лимонит, ставролит и магнетит, В песчано-алевритовых фракциях песчано-гравийно-галечных образований уже большая доля гранатов, амфиболов, биотита, ильменита, лимонита и циркона, а эпидот-цоизиты, магнетиты, турмалин и апатит имеют подчиненное значение.

При анализе минералогического состава флювиогляциальных отложений по разрезу четвертичной толщи выявляется, что для отложений поозерского оледенения свойственны максимальные содержания циркона, граната и минимальные турмалина, лейкоксена, лимонита, эпидот-циозитов. Для рассматриваемых отложений, связанных с более древними ледниковыми горизонтами, характерно повышенное содержание других минералов. Такую особенность можно объяснить непосредственным влиянием подстилающих дочетвертичных пород. Приведенные данные о содержании основных тяжелых компонентов показывают, что количество минералов в целом закономерно изменяется в зависимости от их величины. В распределении тяжелых минералов по фракциям можно выявить некоторые взаимосвязи между отдельными индивидами. Например, при увеличении или уменьшении количества ильменита, магнетита или гранатов часто изменяется в обратной зависимости выход оксидов, гидроксидов, амфиболов и пироксенов, а с уменьшением амфиболов доля пироксенов понижается. Почтя всегда с возрастанием общего выхода тяжелой фракции количество ильменита, магнетита, гематита увеличивается.

Исследователями был предложен ряд морфогенетических (Микалаускас, 1972; Аболтыньш и др., 1974) и литоморфогенетических

(Гуделис, 1963; Раукас и др., 1971; Раукас, 1972, 1978; Даниланс, 1973; Юргайтис,1982; Калм и др., 1985) классификаций водно-ледниковых отложений. В предлагаемой нами генетической классификации в зависимости от места формирования относительно края ледника выделяются приледниковая (экстрамаргинальная, экстрагляциальная, внеледниковая, предфронтальная) и внутриледниковая (интрагляциальная, зафронтальная) группа фаций. Они определяют не только место формирования отложений, но и характеризуют динамическое состояние среды. Следует отметить, что в предлагаемой классификации отсутствует краевая группа фаций флювиогляциальных отложений. Эта группа фаций стоит ближе к краевым насыпным грядам и поэтому относится нами к конечно-моренным образованиям как генетическому типу.

### 4.1.1. Приледниковая группа фаций

Отложения настоящей группы объединяют ряд фаций, сформированных за пределами ледника, начиная с его края. Поскольку материковый ледник обладал подвижностью, его край занимал все новое положение в трансгрессивную и регрессивную фазы, пройдя путь по всей площади распространения ледника. В связи с этим отложения рассматриваемой группы фаций имеют широкое распространение в зоне материковых оледенений. Максимальной мощности они достигают в приледниковой полосе.

**Фация зандров.** Образования зандров превалирует среди всей приледниковой группы фаций. Зандры окаймляют ледниковые окраины и расположены в дистальном направлении от краевых конечноморенных гряд страны (см. рис. 4.1). Они занимают как локальные, так и региональные площади. Формирование зандров связано с деятельностью свободного растекания талых ледниковых вод, размывающих и аккумулирующих материнский (чаще моренный) материал (рис. 4.2).

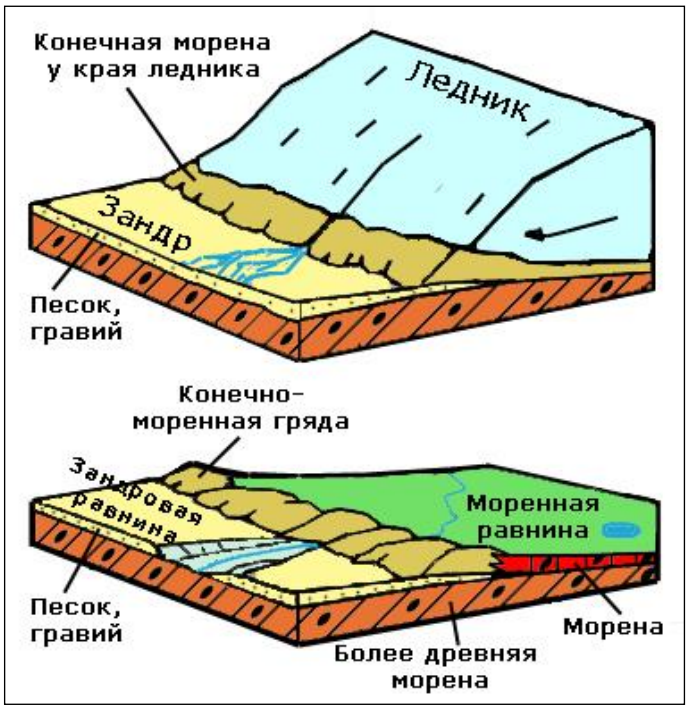



Рис. 4.2. Схема возникновения зандровых отложений (приледниковая группа фаций)

Накопление зандровых отложений, размерами до нескольких квадратных километров происходило, в основном, в период дегляциации или при таянии мертвых ледников в субаэральных условиях на небольшом удалении от края. Широкие и

короткие блуждающие водные потоки, не образуя постоянных русел и водотоков, перегруженные размытым материалом краевой зоны ледника, беспрепятственно растекались от ледника в виде уплощенных конусов на значительных, обычно ровных или пологонаклонных пространствах.

В условиях активных, но стационарных ледников, при избытке талых вод и обломочного материала происходило слияние смежных конусов выноса, слагаемых песчаными и песчано-гравийными наносами, формировались слабохолмистые, волнистые или пологие территории, заполнялись понижения рельефа. Крупные зандровые образования имеют мощность до 30 м, а в пределах распространения зандров поозерского оледенения еще больше. Их ширина может составлять десятки километров. Наиболее значительные ареалы зандры занимают в Белорусском Полесье, бассейне Западной Двины, в верховьях Днепра и Березины. Например, Центральноберезинская зандровая равнина в широтном направления протягивается почти на 150 км.

В плане зандры имеют лопастную, неясную, веерообразную, линейно-вытянутую форму. Многие зандровые поля осложнены эрозионными формами – долинами рек, ложбинами стока талых вод, оврагами, термокарстовыми просадками, эоловыми грядами. В верхней части разреза часто обнаруживаются следы мерзлотных деформаций.

Зандры, расположенные вблизи конечных морен, имеют уклоны поверхности в дистальную сторону, достигающие 20º. Здесь отмечаются отдельные холмы или группы холмов, с относительными высотами 3-5 м. С удалением от края ледника их высота снижается. Холмы становятся более пологими и менее выразительными.

С удалением от краевых образований расчленение и крутизна уклонов зандрового поля снижается, размер обломков уменьшается, материал становится менее грубым, более сортированным и однородным. В отложениях зандров чаще всего преобладают горизонтальная, косая и перекрестная слоистости с небольшими углами падения (рис. 4.3).




Рис. 4.3. Горизонтальная и косая слоистость зандровых отложений в Уручье (г. Минск)

Зандровые отложения имеют разнообразный гранулометрический состав. Преобладает песок, меньше гравийно-галечного материала. Правда, порой его содержание может достигать 60-70%. Проксимальная часть зандров характеризуется горизонтально-косослоистыми, горизонтально-слоистыми, косослоистыми и нередко неслоистыми пачками песчано-гравийного и гравийно-галечной смеси. В непосредственной близости от краевых гряд содержатся более крупные обломки, встречаются валуны. Ориентировки длинных осей обломков определялась динамикой потока. Так, более ориентированные и с большими углами наклона обломочные отложения зандров формировались интенсивными потоками. Меньшие скорости талых вод, широкое и спокойное их блуждание определяют значительно больший спектр разброса ориентировки удлиненных обломков. Как правило, более однообразную ориентировку имеют обломки соседних слоев с близкими гранулометрическими данными. Углы наклона значительно колеблются, в основном, за счет проксимальных участков, где они могут достигать 40-50º.

В разрезе зандровых отложений довольно часты крупные линзы, сложенные косо- и горизонтально-слоистыми песками и песчано-гравийным материалом длиной до 5 м и более и мощностью до 2,0-3,0 м. Линзы таких размеров, как правило, более типичны для песчаных разнозернистых или мелкогравийных отложений. Небольшие линзы (до 1,0 м) чаще всего сложены мелко- и среднезернистыми песками. Зандровые отложения представлены карбонатами (35-70%), кристаллическимигорными породами (20-35%), песчаниками (5-15%). Доля кварца достигает 60% в легкой фракции. Остальные важнейшие минералы – полевые шпаты, карбонаты. Тяжелая фракция передана рудными минералами, амфиболами, гранатами, гидроокислами железа, эпидот-циозитами, пироксенами, ставролитами, фосфатами и другими минералами.

**Фация ложбин стока талых ледниковых вод и флювиогляциальных террас.** Фация ложбин стока талых ледниковых вод и флювиогляциальных террас представляют собой единое генетическое образование. Флювиогляциальные террасы – это выраженная в рельефе часть бывшего дна ложбин стока талых ледниковых вод, которая к настоящему времени имеет вид эрозионно-аккумулятивных террас, расположенных на склонах речных долин в предфронтальной зоне оледенения. Речной врез во многих случаях не занимает всю ширину ложбин стока талых ледниковых вод. В связи с этим прибортовые участки бывшей ложбины стока сохранились в виде флювиогляциальных террас, которые как бы надстраивают речную долину (рис. 4.4). Флювиогляциальные террасы обычно ограничены уступами, часто прослеживаются отдельными сегментами. Они отличаются линейной ориентировкой вдоль бортов долин, плоской, реже волнистой или гривистой поверхностью, нередко осложненной небольшими эоловыми грядами, термокарстовыми просадками, оврагами. Заметен уклон флювиогляциальных террас в дистальном направлении и к тальвегу ложбины. Флювиогляциальные террасы и их отложения нельзя путать с

аллювиальными террасами и отложениями. Они лишены старичных, пойменных осадков, у них иная закономерность формирования и строения песчано-гравийных отложений.

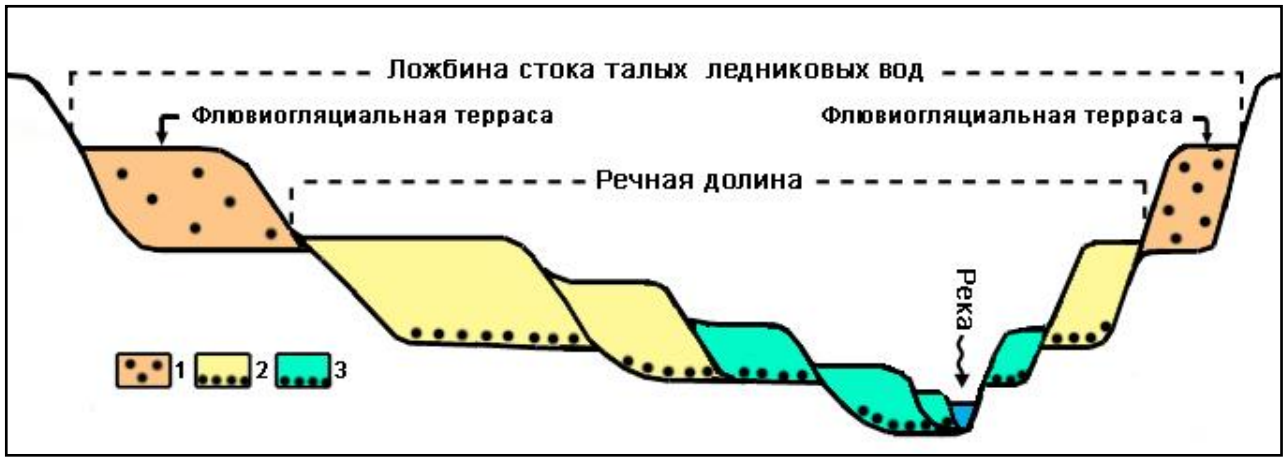



Рис. 4.4. Схема строения ложбины стока талых ледниковых вод с врезанной речной долиной:
1 – отложения флювиогляциальной террасы с неравномерным распределением крупнообломочного материала, 2 – аллювиальные отложения надпойменных речных террас с базальным горизонтом, 3 – пойменные отложения с базальным горизонтом

Большая переработка обломочного материала, его отсортированность и однородный механический состав (рис. 4.5) свидетельствуют, что отложения ложбин стока формировались в результате мощного, энергичного, а иногда катастрофического воздействия водной массы. Характерные признаки таких образований – сравнительно однородный механический состав, направленная ориентировка удлиненных осей обломочного материала по течению потока параллельно ложбинам стока; отсутствие растительных остатков и органогенных прослоев; близость текстур и структур флювиогляциальным отложениям. По составу и строению отложения ложбин стока и флювиогляциальных террас сходны с зандровыми образованиями.

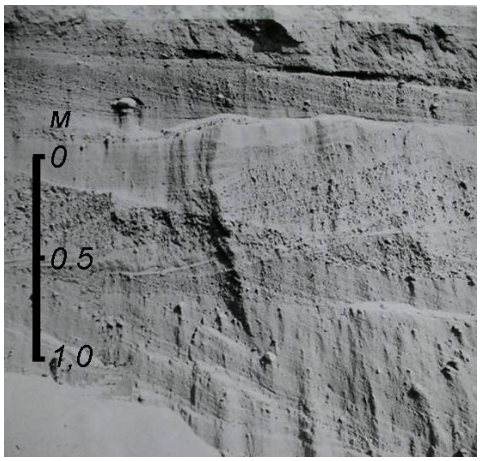



Рис. 4.5. Перекрестно-косослоистый песок флювиогляциальной террасы в поперечном разрезе

Ложбины стока талых ледниковых вод в верхней части зачастую примыкают к конечным моренам. В зоне среднего течения ложбин стока преобладает косо- и горизонтальнослоистые отложения, нередки сочетания косых, горизонтальных и волнистых текстур (рис. 4.6). Средние углы падения косых слойков – 17-19°. Для внутреннего строения флювиогляциальных террас

характерно наличие крупных линз, протягивающихся на значительных расстояниях.

Различают радиальные и маргинальные ложбины стока талых ледниковых вод (прадолины, урштромы), а также ложбины стока, образованные в результате спуска приледниковых водоемов.

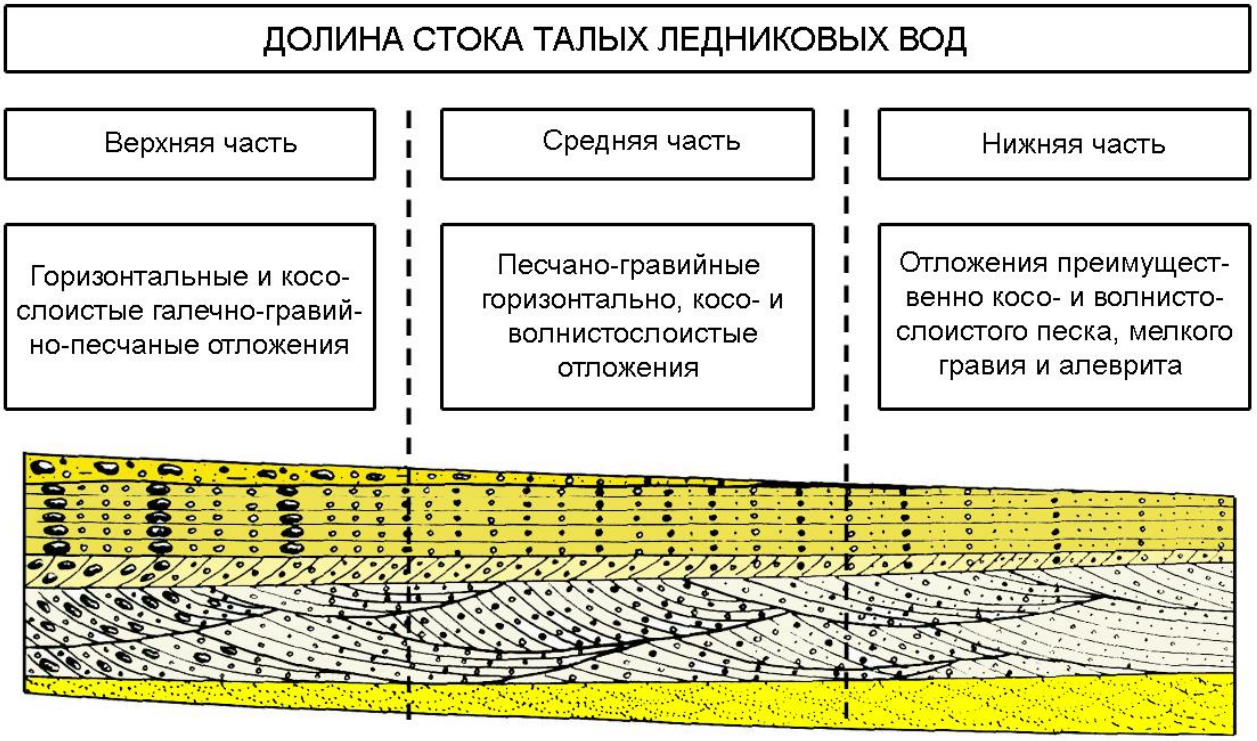



Рис. 4.6. Схема продольного строения и динамики осадконакопления в ложбине стока талых ледниковых вод (по А.П. Микалаускасу)

Радиальные ложбины стока талых ледниковых вод типичны для восточной части Беларуси, где осуществлялся беспрепятственный отток талых вод поозерского ледника в систему Черного моря. Радиальные ложбины здесь унаследованы современной речной сетью, прежде всего, долинами Днепра, Березины, Сожа, Ипути. Самая глубокая ложбина стока талых ледниковых вод в настоящее время занята долиной Днепра. Флювиогляциальные террасы в этой ложбине на участке Орша-Могилев почти не сохранились – по крайней мере, с поверхности их отложения были переработаны речной эрозией. Днепр течет здесь в канале глубиной 30-40 м. Аллювиальные отложения заполняют его лишь наполовину.

Крупная радиальная ложбина стока талых ледниковых вод имеется в верховье р. Березина (рис. 4.7). Впервые ее охарактеризовал Г.И. Горецкий (1970) как «валдайскую ложбину ледникового стока с постелью на 42 м ниже межени». Ложбина расположена в непосредственной близости от границы максимального распространения последнего ледникового покрова и выполнена тремя пачками флювиогляциальных песков, которые отражают,

скорее всего, этапы интенсивного таяния льдов максимальной стадии поозерского оледенения.

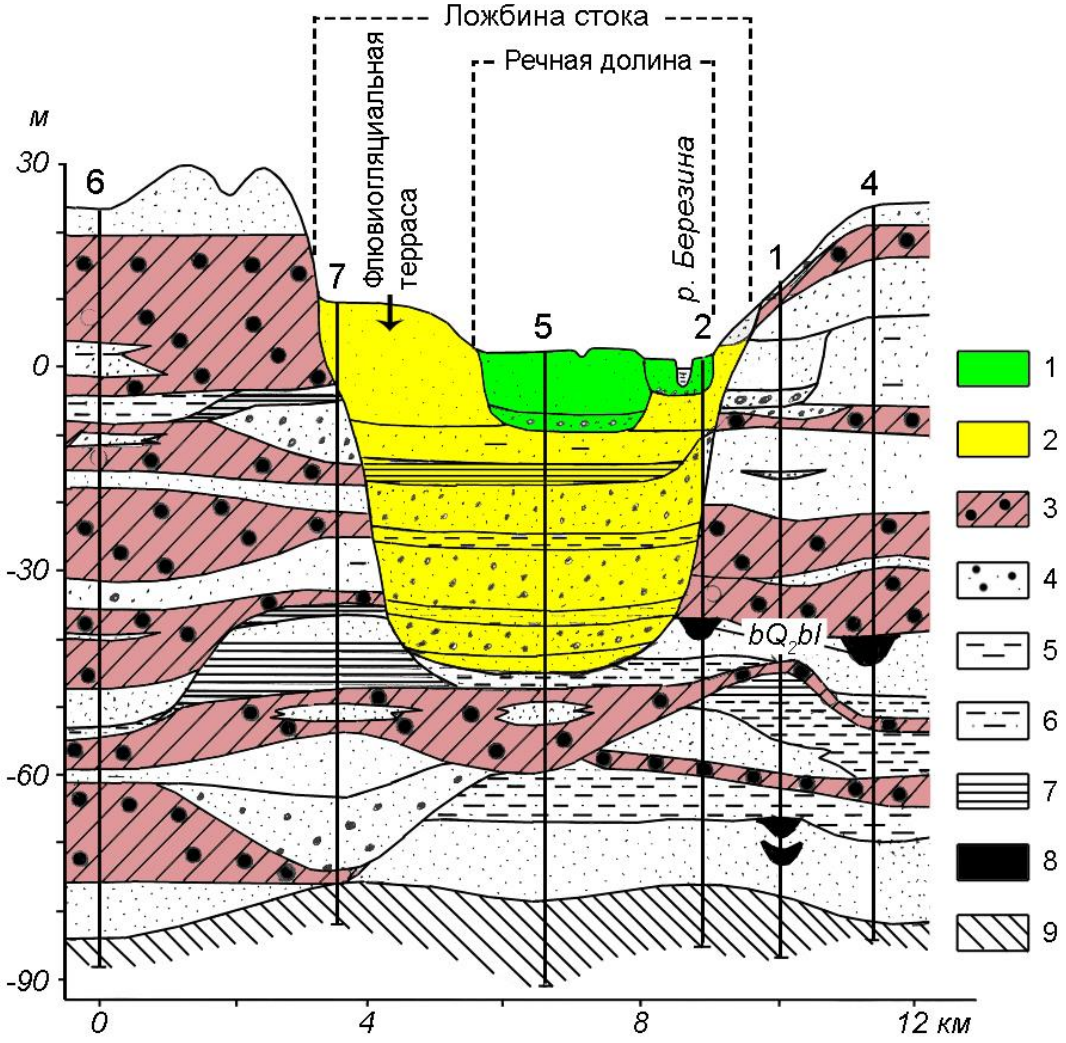



Рис. 4.7. Геологический профиль поозерской ложбины стока талых ледниковых вод, унаследованной р. Березина, на участке Верхнее Березино - Колдобище по Г.И. Горецкому (1970), с дополнениями и изменениями:
1 – аллювиальные отложения, 2 – отложения ложбины стока талых ледниковых вод, 3 – морена, 4 – песок, гравий, галька, 5 – супесь, 6 – алеврит, 7 – глина ленточная, 8 – органогенные отложения, 9 – дочетвертичные отложения

Флювиогляциальные пачки, разделенные одна от другой лимногляциальными отложениями, в свою очередь перекрыты мелкими и тонкими песками, накопившимися в заключительное время таяния льда при ослабевшем водном потоке. Эти пески выходят на дневную поверхность на правом борту Березинской ложбины стока в виде флювиогляциальной террасы с относительной высотой около 10 м над меженным урезом воды в р. Березина. Г.И. Горецкий отмечает еще одну важную особенность Березинско-Кодлубищенского поперечника – в нем представлены все моренные допоозерские горизонты Беларуси, что позволяет рассматривать его в качестве регионального стратиграфического эталона четвертичной толщи.

Маргинальные ложбины стока талых ледниковых вод поозерского возраста развиты в бассейнах Немана и Вилии. Они образуют сложную систему между Белорусской грядой и фронтом тающего ледника. Сток талых вод, берущий начало в Беларуси, продолжался на запад, резко увеличивая расход воды на территории Польши и Германии, где были созданы еще более грандиозные ложбины-прадолины (Польша) и ложбины-урштромы (Германия). Белорусские маргинальные ложбины стока, как правило, унаследованы реками, в то время как крупные реки на территории Польши и Германии, в основном, пересекают их вкрест. Маргинальные ложбины стока сложены грубозернистым песчано-гравийным и галечным материалом при незначительном участии тонко- и мелкозернистых песчаных образований. Флювиогляциальные террасы обычно имеют локальное сегментное распространение или отсутствуют вовсе. Примером маргинальных ложбин стока на территории Беларуси может служить ложбина, занятая долиной р. Вилия у Сморгони, поперечных разрез которой изображен на рис. 4.8. Особенность этой ложбины в том, что ее отложения полностью перекрыты речными (аллювиальными) отложениями.

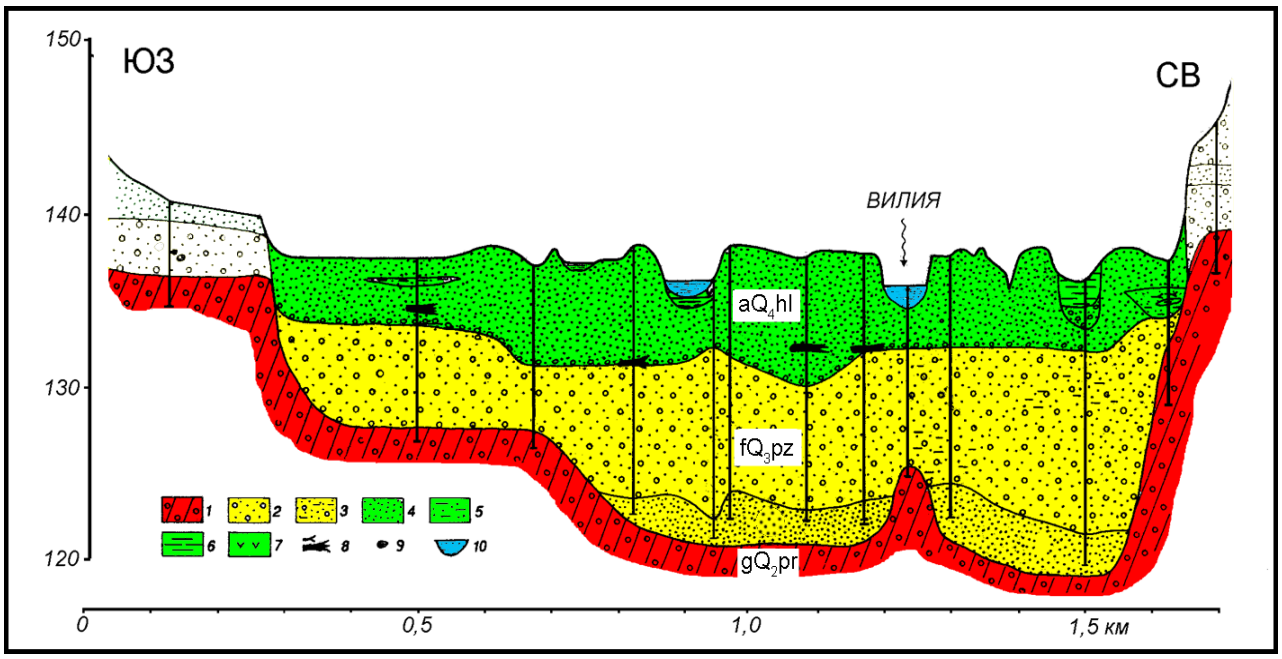



Рис. 4.8. Маргинальная ложбина стока талых ледниковых вод, перекрытая аллювиальными отложениями р. Вилия у Сморгони
по Т. Калицкому (Kalicki, 2006), с изменениями:
1 – морена, 2 – песчано-гравийные отложения, 3 – песчано-гравийные отложения с примесью глинистого материала, 4-7 – аллювиальные отложения (4 – мелкозернистый песок, 5 – песок с супесью, 6 – супесь, 7 – органогенные отложения), 8 – древесина, 9 – костные остатки, 10 – вода в реке

Разновидностью ложбин стока талых ледниковых вод является ложбины, образованные в результате спуска приледниковых водоемов. Такие ложбины распространены в Белорусском Поозерье, на Белорусской гряде. Морфологию и отложения этой разновидности рассмотрим на примере

ложбины, унаследованной р. Сарьянка в Верхнедвинском районе Витебской области (рис. 4.9).

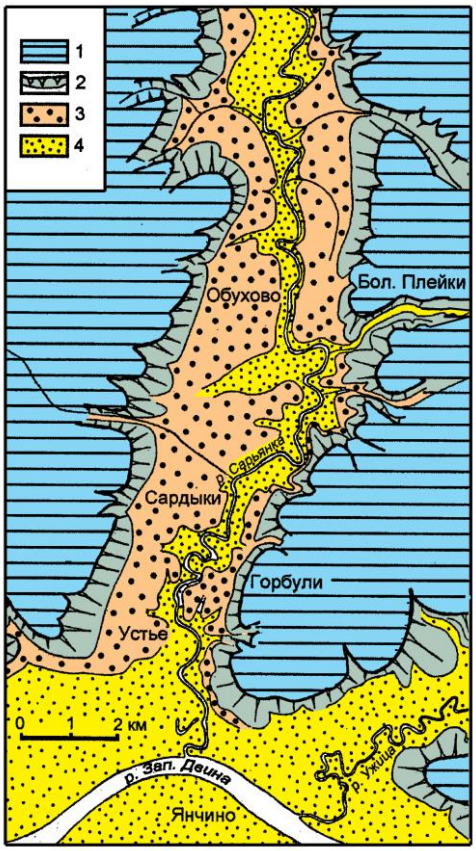



Рис. 4.9. Ложбина стока по р. Сарьянка, образованная в результате спуска Освейского приледникового водоема (Санько и др., 2004): 1 – отложения Полоцкого приледникового водоема, 2 – склоны ложбина стока по р. Сарьянка, 3 – отложения флювиогляциальной террасы, сложенные песчано-гравийным материалом с остатками неразмытого моренного суглинка, 4 – аллювиальные отложения р. Сарьянка и Западной Двины

Эта ложбина стока образовалась в поозерское время в результате катастрофического спуска талых вод Освейского приледникового водоема в систему р. Западная Двина. Ширина ложбины стока местами превышает 1 км. Водными потоками были смыты не только ленточные глины Полоцкого приледникового водоема, но частично и поозерская морена. Отложения флювиогляциальной террасы, занимающие значительную часть ложбины, представлены здесь песчано-гравийным материалом с включениями неразмытого моренного суглинка, что свидетельствует об интенсивном, но кратковременном воздействии водного потока на подстилающие отложения. Впоследствии ложбину стока унаследовала р. Сарьянка, которая углубила дно ложбины стока еще на 10-12 м, вскрыв при этом породы девонского века.

**Фация флювиогляциальных дельт.** Отложения фации флювиогляциальных дельт обычно формировались в пределах пологих или плоских равнин у края ледника за счет стока талых вод, вытекавших из устьев надледниковмх каналов, внутри- и подледниковых туннелей и впадающих в приледниковый водоем, а также в




Рис. 4.10. Схема образования флювиогляциальной дельты в береговой зоне водоема

результате спуска приледниковых бассейнов. Во всех случаях размываемый материал переносился с более высокого гипсометрического уровняна более низкий. Он отлагался в береговой зоне водоемов (рис. 4.10).

Накопление дельтовых отложений происходило при некотором затруднении стока в дистальную сторону. Это приводило к определенному подпруживанию вод и более или менее интенсивному накапливанию осадков в устьях потоков и рек в начале втекания их в озерно-ледниковые бассейны. На мощность таких образований, кроме прямого воздействия впадающих водотоков и переносимого материала, оказывали влияние продолжительность существования береговой линии и гидродинамические обстановки, существовавшие у берегов в субаквальной среде.

В рельефе долин, гляциодепрессий, котловин отложения флювиогляциальных дельт представлены обычно в виде сглаженных холмов, увалов, пологих равнинных участков. Впоследствии на таких аккумуляциях возникли различные эоловые формы в виде мелких холмов и дюн. В строении флювиогляциальных дельт А.П. Микалаускас (1985) выделяет участки, различающиеся внутренним строением (рис. 4.11).

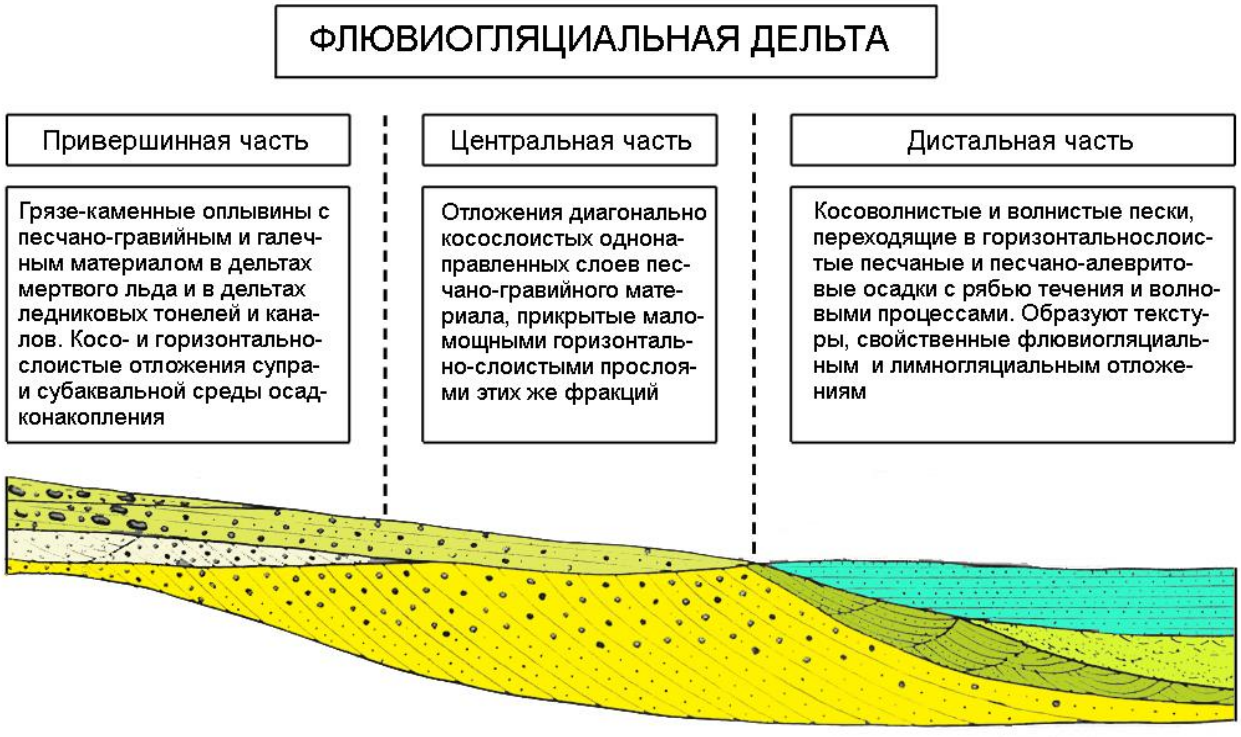



Рис. 4.11. Схема строения и динамики осадконакопления флювиогляциальной дельты (по А.П. Микалаускасу)

Считается, что флювиогляциальная дельта представляет собой генетическое образование, сочетающее в себя центральную часть дельты, сложенную хорошо отсортированным песчаным и гравийно-галечным материалом, проксимальную прадельту, выполненную косослоистыми песками, дистальную прадельту, построенную маломощными прослойками алевритов и глин (лимногляциальные ритмиты).

Быстрое и обильное поступление обломочного материала приводило к стремительному нарастанию флювиогляциальных дельт. Для фации характерно: моноцикличность осадконакопления, наличие избыточной мощности пластов гравия и крупнозернистых песков, присутствие в проксимальных частях значительного количества мелких валунов и гальки, крупная диагональная слоистость (рис. 4.12), резкое сокращение вниз по склону размеров обломков и преобладание песчаного материала с тонкой горизонтальной или крупной косой и косоволнистой слоистостью, знаки ряби. В самом низу дельтовые отложения переходят в ритмично чередующиеся слои алевритов и глин, которые рассматриваются некоторыми исследователями как варвы. В частности, шведский ученый Я. Лундквист (Lundqvist, 1979) обращает внимание на то, что нижние или донные слои флювиогляциальных дельт следует относить к озерно-ледниковому генезису.

По особенностям формирования А.П. Микалаускас (1985) разделяет флювиогляциальные дельты на зандродельты и дельты устьев ледниковых туннелей и каналов. Зандро-дельты накапливались в субаквально-субаэральных условиях и поэтому сочетают в себе признаки как дельт, так и зандров. Формирование их обусловлено переносом и отложением обломочного материала свободно блуждающими или изменяющими свое русло потоками на наклонной или почти ровной поверхности до впадения их в приледниовме водные бассейны. Для разрезов зандро-дельт типична рассеянная ориентировка косой слоистости. Дельты устьев ледниковых туннелей и каналов заключены в постоянное русло. Мощность их слоев составляет несколько метров (часто 2-4 м).

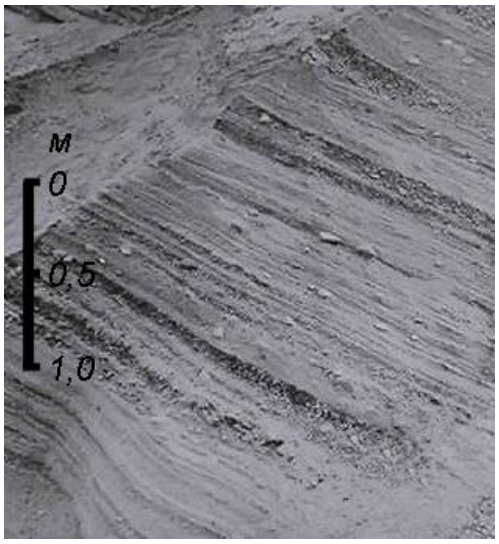



Рис. 4.12. Песчано-гравийно-галечные отложения флювиогляциальной дельты

По сравнению с зандрами у флювиогляциальных дельт большая изменчивость гранулометрического состава. Например, доля гравийных и песчаных зерен может изменяться в широких пределах (10-90%), в то время как количество алевритовых и пелитовых частиц обычно не превышает 5%. Содержание гравийно-галечных обломков колеблется в пределах 10-50%, а в некоторых случаях может достигать 80%. Углы наклона удлиненных обломков достигают 30°. Указанные флуктуации размеров и форм свидетельствуют о различиях динамики транспортировки и осадконакопления.

Как правило, длиные оси ориентированы в направлении переноса перпендикулярно к простиранию фронтальных краевых ледниковых образований, за счет материала которых и формировались флювиогяциальные дельты.

### 4.1.2. Группа фаций внутриледниковых отложений

Образования настоящей группы фаций представлены отложениями ложбин ледникового размыва, флювиогляциальных камов и камовых полей, камовых террас, озов. Аккумуляция песчаного и иного обломочного материала в ложбинах ледникового размыва происходила в подледниковых тоннелях и полостях движущегося ледника. Формирование флювиогляциальных камов, камовых полей, камовых террас, озов, в противовес ложбинам, были предопределены главным обстоятельством – потерей активности ледника, расположением льдов в относительных понижениях рельефа, формированием массивов омертвевшего льда.

**Фация ложбин ледникового размыва.** Термин «гляциоаллювий», употребляемый как генетический эквивалент фации ложбин ледникового размыва, на наш взгляд, следует заменить на другой термин, который соответствовал бы сути процесса формирования рассматриваемых отложений, а, главное, его месту. «Отложения ложбин размыва» мог бы стать таким описательным термином.

Впервые определение «гляциоаллювий» в сочетании с долинно-зандровым термином использовался Г.И. Горецким (1961) при выделении отложений, которые занимают промежуточное положение между половодно-ледниковыми, аллювиальными и флювиогляциальными осадками и являются специфическим типом образований перигляциальной формации. В дальнейшем Г.И. Горецкий (1964, 1970, 1978, 1980) к гляциоаллювию стал относить образования, которые формировались и в подледниковых условиях, в низах ледниковых ложбин.

Фация ложбин размыва возникала, в основном, в результате огромного гидростатического давления воды, существовавшего подо льдом выводного ледника, на дне формирующихся ложбин ледникового размыва. Грандиозному размыву подвергался подстилающие горные породы. За счет размыва под сильным напором воды ширина и глубина ложбин увеличивались. Известны ложбины размыва, углубленные до кристаллического фундамента. Ложбины ледникового размыва сочетаются с ложбинами ледникового выпахивания. По существу, это двуединая форма, в которой преобладал или процесс размыва, или ледникового выпахивания. Различают их по литологическому составу отложений, заполняющих переуглубления. В случае преобладания моренных супесей и суглинков генезис ложбин связывается с ледниковым выпахиванием. При заполнении переуглубления песчано-гравийным материалом, песком и даже ленточными глинами его сопоставляют с ложбиной ледникового размыва. Ложбины ледникового выпахивания и размыва были образованы в ходе всех четвертичных оледенений. Однако наиболее ясно они выявляются в том случае, когда вдаются в коренные дочетвертичные отложения. Для ложбин ледникового размыва характерна увеличенная мощность песчаных отложений, сопровождаемых тонкими лимно-гляциальными песками и ленточными глинами. Значительное участие в ложбинах отложений лимногляциального происхождения, не свойственных им, на первый взгляд,

указывает на то, что активный ледник на стадии деградации превращался в пассивный лед. Омертвевший лед, очутившийся на самом низком гипсометрическом уровне в окружающем рельефе, как правило, подвергались захоронению под наносами. В результате более позднего таяния льда образовывались локальные приледниковые водоемы, ограниченные склонами ложбины. Оно наступало при сильном потеплении и увеличении температуры горных пород, при которой таяли не только подземные льды, но и горные породы, скованные многолетней мерзлотой. А это происходило не так быстро – в самом конце оледенения, на рубеже с очередным межледниковым периодом. Следовательно, лимногляциальные отложения, заполняющие ложбины ледникового размыва, как и ледникового выпахивания, накопились в переуглублениях в результате таяния пассивного (мертвого) льда.

В ходе формирования ложбин ледникового выпахивания и размыва значительно изменялся рельеф ледникового ложа. В нем возникали крупные долинообразные углубления, заполненные разнообразными ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Особенно сильное воздействие ледники и их талые воды оказали на доледниковый рельеф в бассейне Немана (рис. 4.13). Поверхность коренных пород приобрела здесь гляцигенный вид.

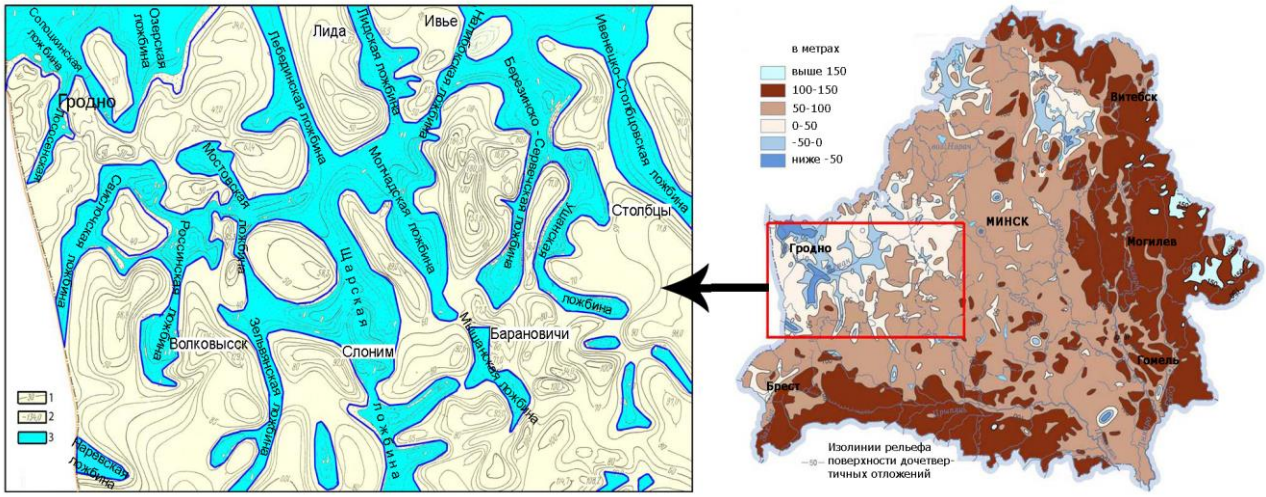



Рис. 4.13. Картасхема рельефа ложа четвертичных отложений Белорусского Понеманья (по Г.И. Горецкому и Е.П. Мандер):
1 – изогипсы, 2 – абсолютные отметки, 3 – ледниковые ложбины

Строение и состав отложений, слагающих ложбины ледникового выпахивания и размыва, рассмотрим на примере изученной Г.И. Горецким (1970) Александрийской ложбины. Ее днище находится на отметке 44,5 м ниже уровня моря или на глубине 189,5 м ниже меженного уреза воды в Днепре (рис. 4.14). В основании Александрийской ложбины залегает коричневато-бурая морена, подстилаемая маломощным гравийно-галечным песком. Перекрывает морену 23-метровая толща песчано-гравийно-галечных отложений, которые лишь условно можно назвать флювиогляциальными. На

самом деле, это и есть отложения ложбины размыва. На них залегают озерно-ледниковые образования – чередование песка, иногда с гравием, алеврита и ленточных глин. Мощность ленточных глин коричнево-шоколадной окраски достигает 40 м. Г.И. Горецкий (1970) отмечает залегание ленточных глин в ледниковой ложбине под углами 25-30º, но не указывает на причину нарушений. На наш взгляд, залегание ленточных глин под значительным наклоном обусловлено просадкой толщи в результате вытаивания нижележащего мертвого льда.

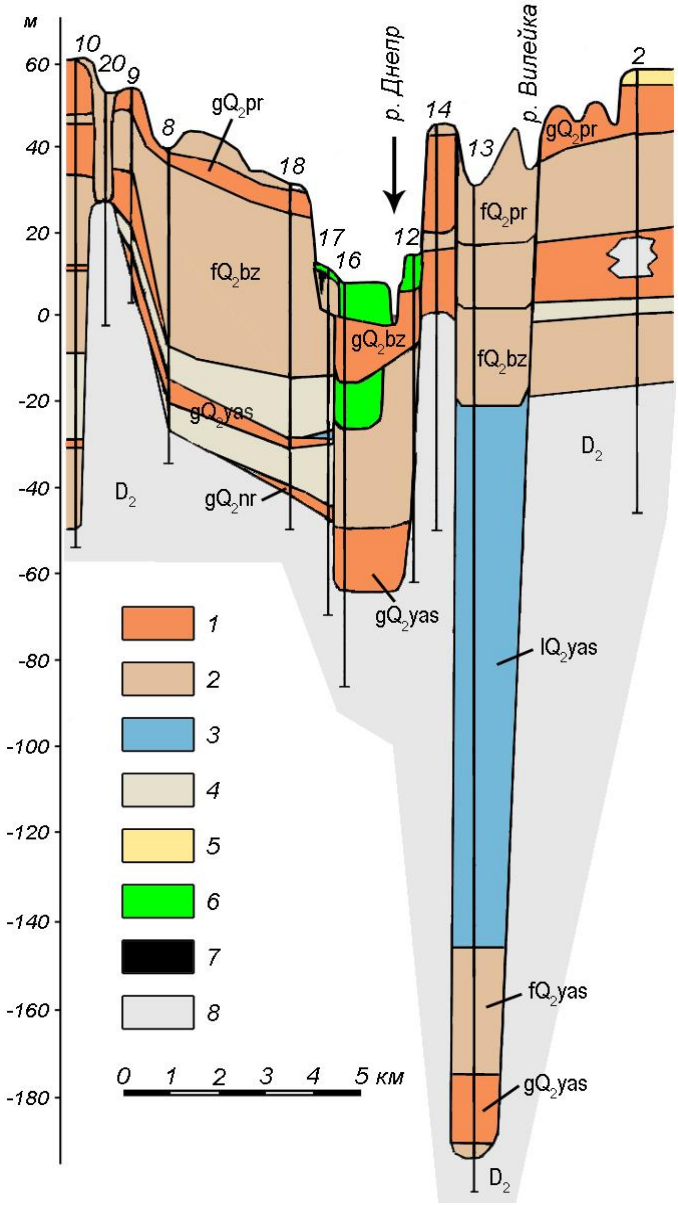



Рис. 4.14. Фация ложбин размыва в Александрийской ледниковой ложбине, по Г.И. Горецкому (1970), с изменениями и дополнениями: 1 – морена, 2 – флювиогляциальные отложения, включая фацию ложбин размыва, 3 – лимногляциальные отложения, 4 – смешанные озерно-аллювиальные отложения, 5 – лессовидные отложения, 6 – аллювий, 7 – озерно-болотные осадки, 8 – отложения девонской системы

Коричнево-шоколадные ленточные глины Александрийской ложбины были опробованы и изучены Э. Кобец палинологическим методом (скв. 13, интервал глубин 138,0-149,0 м). Как показал анализ, в палинологических спектрах преобладает пыльца древесных пород и кустарников (62,3-75,0%) при значительном участии спор (до 21,1-27,4%) и подчиненном положении пыльцы травянистых растений и кустарничков. В составе древесных пород

господствует пыльца березы и сосны. Примесь теплолюбивых пород ничтожна. На основе этих данных Г.И. Горецкий заключает, что климатические условия во время накопления «ленточноподобных» глин были умеренно-прохладными. Такие климатические условия, согласно нашей концепции, вполне могли соответствовать позднеледниковому этапу оледенения.

Вещественный состав отложений ложбин размыва сложный. Он был предопределен исходным моренным материалом, подстилающими породами ложа. Гранулометрические особенности обусловлены резким изменением фракций, значительным содержанием грубообломочного материала, представленного в основной массе грубыми обломками, гравийно-галечным материалом, крупно- и разнозернистыми песками. Содержание тонкодисперсных фракций небольшое. В целом для этих образований характерныкрупнозернистость и плохая сортировка. Верхняя часть разреза (до 30-50 м) отличается более тонким и мелким песчаным материалом, с прослоями супесей и ленточных глин. Важный признак отложений – исключительно большая мощность слагаемого материала. На отдельных отрезках ледниковых ложбин можно проследить образования, напоминающие базальную и русловую фации аллювия, но без проявления других аллювиальных фаций.

Ледниковые переуглубления Беларуси напоминают троговые или каньонообразные фиорды Норвегии с крутизной склонов до 30-35º и более (рис. 4.15). Главное отличие фиордов Норвегии от ложбин ледникового размыва состоит в том, что они не заполнены осадками.



Рис. 4.15. Согне-фиорд в Норвегии как аналог погребенных ложбин ледникового размыва в ложе четвертичных отложений Беларуси

Многие погребенные ложбины ледникового размыва, выраженные в современном рельефе, унаследованы реками. В продольном профиле таких переуглублений есть значительные перепада высот. Днище некоторых из них

покрыто мореной. Коренные породы ложа нередко подвергнуты инъективным и скибовым деформациям и имеют вид гляциокуполов, различных ассиметричных складок и чешуи, наклоненных в проксимальном направлении и в некоторых случаях даже выходящий на дневную поверхность.

**Фация флювиогляциальных камов.** Фация флювиогляциальных камовых (флювиокамов) формировалась талыми водами в трещинах пассивного или деградирующего омертвевшего льда, в его углублениях, проталинах, полостях и пустотах при неустойчивом водном режиме.

В рельефе такие аккумуляции представляют собой выразительные поднятия округлой, овальной, конусоподобной или неправильной формы с относительными высотами 10-15 м (рис. 4.16), изредка – до 30-40 м. Площади отдельных камов от десятков до нескольких тысяч квадратных метров, крутизна склонов холмов – 10-15° и редко превышает 30°.



Рис. 4.16. Камовый холм на Свянцянской гряде близ оз. Рудаково

Несмотря на многообразие морфологии камовых форм, наиболее часто попадаются бугристые конфигурации со склонами менее 10º.

Флювиокамы в сравнении с лимнокамами отличаются более острыми вершинами и меньшими площадями платообразных форм рельефа. Для молодых камов, сформированных во время поозерского оледенения, более типичными являются разновидности с крутыми склонами и остроугольными вершинами. Камам более древнего возраста присущи сглаженные формы, включая пологие склоны и более плоские вершины.

Камы и камовые поля занимают определенное место в ледниковом гляциокомплексе (рис. 4.17). Чаще всего они встречаются в периферических частях поясов конечных морен. Они отмечаются в большом количестве на дне ложбин ледникового выпахивания и размыва или ледниковых ложбинах (рис. 4.18). Однако они полностью отсутствуют в ложбинах стока талых ледниковых вод и других ложбинах неледникового происхождения. Изредка они попадаются в гляциодепрессиях различных размеров. Имеют широкое распространение в области поозерского ледника, а также в пределах Белорусской гряды.

Вершины камов иногда покрыты абляционными образованиями – неслоистыми супесями и суглинками с прослоями песка и гравия общей мощностью до 1-3 м и более. Мощность покрышки на склонах камов может увеличиваться до 4-6 м и более. Формирование таких камов происходило в гляциокарстовых пустотах и пещерах омертвевшего льда. В последнюю стадию с ледяных стенок на поверхность флювиогляциальных отложений стекал непереработанный, часто грубообломочный материал – морена сплывания.

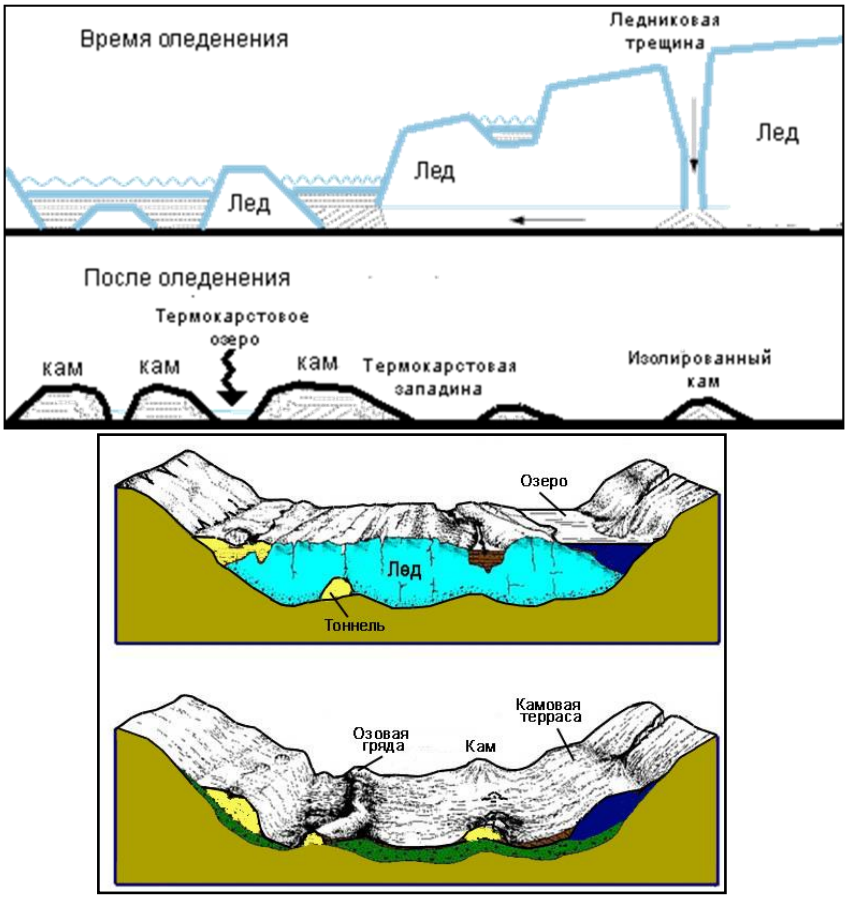



Рис. 4.17. Схема образования камов в периферической части конечно-моренных образований (вверху) и в ледниковой ложбине (внизу)

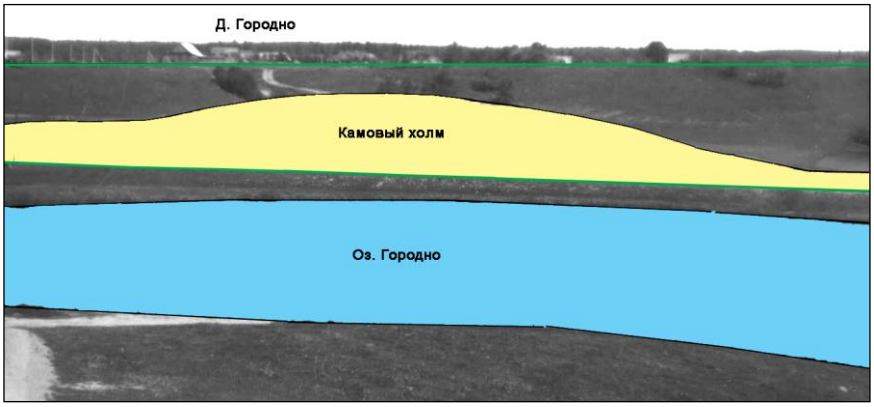



Рис. 4.18. Кам в ледниковой ложбине у д. Городно под Витебском (вид с бровки)

Камы с моренной покрышкой в большей степени изометричны и имеют более пологие склоны в сравнении с камами (как флювио-, так и лимнокамами) без покрывающих моренных аккумуляций. В приповерхностных частях камов встречаются неглубокие (до 0,5-1,0 м) морозобойные клинья и трещины, заполненные тонким супесчаным и суглинистым материалом, а также различные текстуры мерзлотного происхождения.

Камы имеют пестрый литологический состав, который полностью зависит от сходных, в основном, моренных аккумуляций, и представлен довольно хорошо отсортированными песчаными и гравийно-песчаными образованиями с относительно небольшим содержанием галечного наполнителя, прослойками и линзами песков разного размера и гравия. Валунов мало или они часто вообще отсутствуют. Нередко отдельные горизонты характеризуются плохой и очень плохой сортированностьюматериала.

Для камов характерно повышенное содержание доли мелкозернистого песка частая смена гранулометрического состава, беспорядочность размещения обломков разной величины. В большинстве случаев вверх по разрезу происходит постепенное укрупнение обломочного материала. Доля средне- и мелкозернистых фракций всегда преобладает в общем объеме песчано-гравийного материала. В местах сочетания камов и озов наиболее крупные обломки попадаются на участках, граничащих с озовыми грядами.

Среди удлиненных обломков наблюдается, в основном, беспорядочная и быстро изменяемая ориентировка по горизонтам, которая является отражением локальных гидродинамических различий тающего ледника. В некоторых случаях в базальных горизонтах наблюдается более одностороннее направление, что можно объяснять изменением динамики вод разных этапов формирования кама. Прослеживается тенденция возрастания разброса ориентировки длинных осей галек с увеличением их наклона, который может колебаться в широком диапазоне (от 5 до 40°). Камовые отложения характеризуются преимущественно горизонтальной слоистостью с переслаиванием и частой сменой гранулометрического состава в вертикальном направлении (рис. 4.19).




Рис. 4.19. Горизонтальная слоистость отложений флювиогляциального кама на Минской возвышенности (фото М.Е. Комаровского)

В то же время для текстурных особенностейкамовых отложений отражается механизм частых и резких изменений направления привноса материала и других особенностей осадконакопления. Это заметно по разнонаправленной ориентировке углов наклона косых слойков. Наиболее типична косая, диагонально-волнистая, субгоризонтальная и горизонтально-волнистая слоистость. Зачастую у поверхности, в верхних частях разреза, слоистость имеет облекающий характер. Для верхних и средних частей свойственны субгоризонтальная и косая мелколинзовая и среднелинзовая слоистость. С возрастанием мощностей косослоистых линз обычно увеличивается толщина косых слойков. Для базальных горизонтов более типичны аккумуляции с косой слоистостью. Здесь чаще отмечаются линзы мощностью до 1,5-3 м с косыми слойками.

Мощность слойков обычно колеблется от 0,5 до 5-10 см, мощность серий составляет 10-50 см, наименьшие слойки (мощностью 0,3-0,5 см) чаще всего приурочены к алевритам. Серии слойков нередко группируются в пачки мощностью по 1-3 м. Слойки, серии и пачки часто пересекаются и переслаиваются с углами наклона до 10-15º. В разрезе местами встречаются небольшие линзы и прослои длиной до 5-10, реже 15-20 м, мощностью до 1-2 м слоистых безвалунных глин и глинистых алевритов.

Часто во внутреннем строении камов отмечаются пластические и дизъюнктивные нарушения слоистости, обусловленные таянием или разрушением льда, последующими просадками и сбросовыми деформациями. Нарушения могут затрагивать как кам в целом, так и отдельные его слои или горизонты. В таких случаях горизонтальная, наклонная или облекающая однородная толща изменяет первичный характер залегания, приобретает наклонное положение, появляются сбросы, просадки, прогибы, слои смещения относительно друг друга ит.п. (Левков, 1978). Отмечаются разрывные гляциокарстовые нарушения первичной слоистости с амплитудой от сантиметров до нескольких метров в виде трещин, беспорядочно заполненных песчаным или песчано-гравийным материалом. Камы широко распространены на Городокской, Свенцянской и Браславской возвышенностях Белорусской гряды.

Образования фации флювиогляциальных камовых полей представлены отложениями, выраженными в рельефе в виде сочетания низких (5-10 м) и средневысоких (до 20-30 м) холмов, холмистых массивов и грядообразных форм различных размеров.В плане такие куполообразные возвышения самых разнообразных очертаний –от округлых и эллипсовидных до извилистых и неправильных. Площадь развития камовых полей достигает нескольких десятков километров. В пределах развития камового поля встречаются формы иного генезиса. Крутизна склонов в среднем колеблется в пределах 10-20°.Внутреннее строение флювиогляциальных камовых полей аналогично флювиокамам. Следует отметить общность текстурных особенностей, близость и постоянство гранулометрических и литологических особенностей не только единичных камов, но и всего камового поля.

Формирование камовых полей связано с различными седиментационными условиями. В ледниковых озерах с относительно однообразными условиями осадконакопления формировались платообразные формы, в пределах проточных водоемов накапливались холмы и купола. А.Р. Конт (1987) выделяет камовые поля, основой формирования которых послужило наличие крупных и обширных участков омертвевшего ледника, покрытых абляционной мореной. В последующем, между площадями таких погребенных блоков накапливались озерно-ледниковые осадки, которые более или менее нивелировали поверхность, а затем, после завершающего растаивания льда, моренные образования в сочетании с перекрывающими их лимогляциальными отложениями трансформировались в камовые поля самых разнообразных размеров и форм. Флювиогляциальные аккумуляции камовых полей нередко характеризуются наличием гляциокарстовых западин и других отрицательных форм. Камовые поля довольно широко распространены в пределах Белорусского Поозерья и Белорусской гряды.

**Фация камовых террас.** Отложения фации камовых террас формировались талыми ледниковыми водами, находящимися между коренным склоном подстилающего рельефа и льдом. Их образование обычно связывается с зонами пассивного или мертвого льда (см. рис. 4.17). В формировании камовых террас,которые иногда могут быть развиты по обеим сторонам крупных ледниковых ложбин, кроме ледниково-потоковых, могли принимать участие и ледниково-озерные отложения.

Ширина камовых террас обычно невелика. Поверхность террас плоская или слабоволнистая, некоторые из них имеют хорошо выраженный склон, бровку и тыловой шов. Встречаются промоины и термокарстовые котловины. Камовые террасы могут переходить в долинные зандры. Протяженность их, как правило, небольшая. В строении камовых террас принимают участие ленточные глины, песчаные песчано-гравийные и гравийно-галечные горизонтально- и косослоистые отложения нередко с алевритовыми и глинистыми прослоями.

**Фация озов.** Отложения фации озов связываются с удлиненными, узкими, вало- и грядоподобными, прямолинейными или извилистыми и разветвляющимися поднятиями или возвышениями, сформированными на поверхности, внутри или под основанием пассивного или мертвого ледника, накоплением обломочного материала в его руслах, трещинах, дельтах и полостях водами текущими с различными скоростями и направлениями. Трещины в леднике могли достигать поверхности подстилащих пород. Озы, формировавшиеся в подледниковых тоннелях, иногда, как и камы, приобретали моренную покрышку за счет материала, вытаявшего из ледника и сползавшего с него (рис. 4.20).

Наиболее часто озы встречаются в пределах периферической части ледниковых лопастей, либо приурочены к ледниковым ложбинам (см. рис. 4.17). Их распространение и ориентировка относительно края бывшего ледника позволяет в известной мере судить об очертаниях ледниковых лопастей и языков, характере трещиноватости льда.

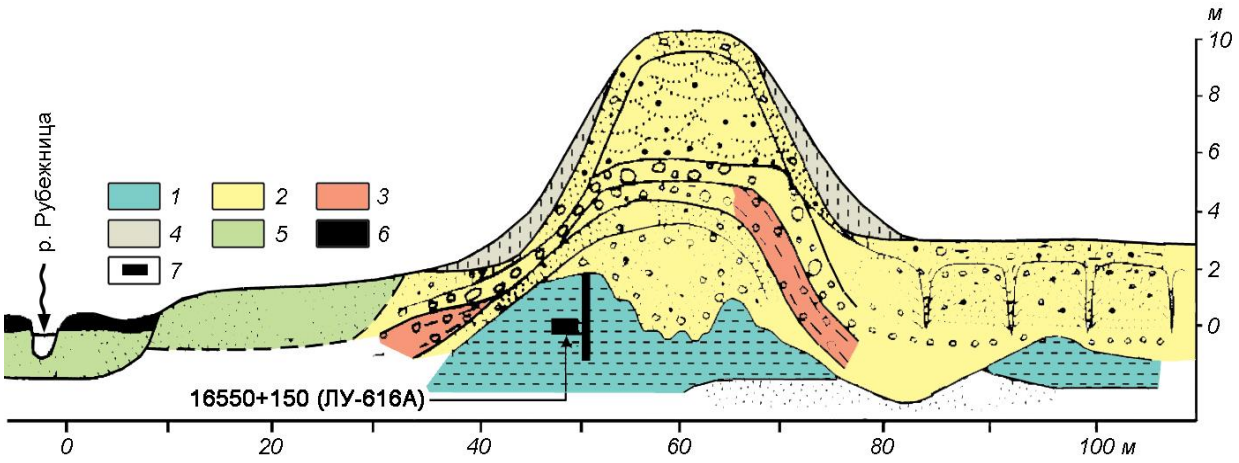



Рис. 4.20. Отложения озовой гряды у д. Рубежница на Витебской возвышенности (Вазнячук і інш., 1978):
1 – алевриты, 2 – флювиогляциальные отложения, 3 – моренная супесь, 4 – лессовидные отложения, 5 – аллювиальные пески, 6 – торф, 7 – проба на $^{14}C$

Широкое распространение озы имеют в пределах Белорусского Поозерья, встречаются на Белорусской гряде, Центральноберезинской равнине, других местах. Всего в Беларуси насчитывается более ста озовых гряд. В числе наиболее интересных следует отметить озовые образования в районе пгт. Мядель, гг. Сенно, Видзы, ст. Оболь и Опса, оз. Мядель (рис. 4.21) и Дрисвяты, дд. Волколата, Рубеж, Ганцевичская Слобода и др.



Рис. 4.21. Плосковершинная озовая гряда между оз. Нарочь и оз. Мядель

Расположение отдельных озов против уклона поверхности, в пределах других неровностей подстилающего рельефа свидетельствует об их формировании на заключительной стадии существования ледника на поверхности или внутри его. Иногда озы пересекают озера, образуя вытянутые цепочки островов и полуостровов.Длина озов может изменяться

от нескольких десятков метров до нескольких километров. Встречаются озы до 7-10 км длиной. Наиболее длинное озовое образование длиной до 25 км находится у озера Жеринское. Ширина озов у подошвы от 20-30 м до 150-200 м, редко больше, к вершинам озы сужаются и могут иметь вид железнодорожных насыпей, отличающихся от них более крупными размерами. Относительные высоты до 15-25 м, редко более. Склоны ровные или слабовытянутые, вершины озов плоские, пологовыпуклые, но чаще всего имеют узкий гребень с неровной поверхностью, усложненные куполообразными поднятиями, термокарстовыми воронками и небольшими котловинами. Крутизна склонов может изменяться от 10-20 до 40°.

Для внутреннего, строения озов в их поперечных разрезах типичными является крупная косая перекрестная слоистость, представленная в виде относительно коротких (до 3-8 м) и довольно мощных (нередко до 1,5-3,0 и) пачек, слоев и линз (рис. 4.22).

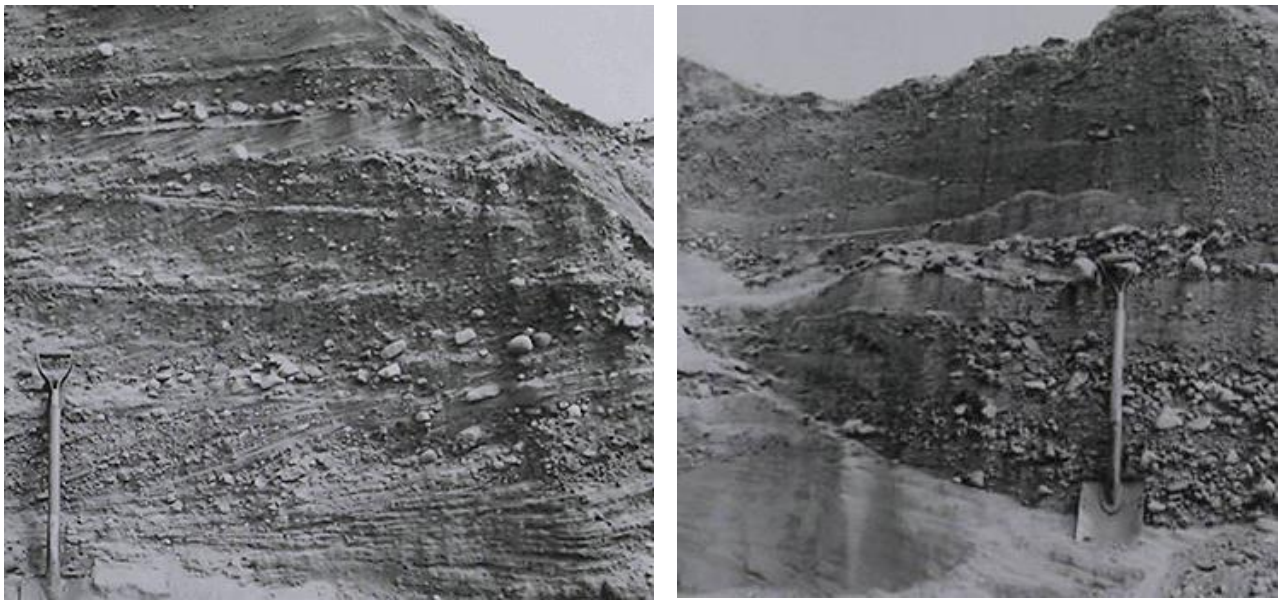


Рис. 4.22. Мульдообразые и косослоистые отложения песчано-гравийно-галечные отложения флювиогляциального оза в поперечном сечении

Направление углов падения косых слойков близко к простиранию вдоль озовой гряды. Косые слойки характеризуются большими углами падения. Разброс азимутов падения косых слойков в озах обычно меньше, чем в камах, в среднем 16-19°, в некоторых озах он возрастает до 30°. В продольном сечении линзы сильно вытянуты, им более присуща горизонтальная слоистость. Мощность отдельных слойков здесь может достигать нескольких сантиметров, серии слойков составляют десятки сантиметров. Углы наклона могут доходить до 10º.

Для дистальных частей озовых гряд характерны косоволнистая и асимметрично смещенная волнистая слоистость. В толще озовых накоплений иногда прослеживаются прослои и вытянутые линзы различной мощности (от долей сантиметров до нескольких метров) слоистых и неслоистых

алевритовых, суглинистых и глинистых образований. Во многих случаях это связано с подпруживанием потоков, переносящих материал. Присклоновые части озов нередко образуют своеобразные текстуры оползания и солифлюкции, что подчеркивается облекающей неясной слоистостью, изредка складками оползания. Также попадаются сбросы и просадки с различными амплитудами перемещения.

В горизонтальном и вертикальном разрезе гранулометрический состав может резко изменяться на коротких расстояниях от алевритовых частиц до крупных валунов, что свидетельствует о быстром изменении гидродинамического режима от бурных потоков до застойных вод.

По сравнению с флювиокамами гранулометрический состав озов отличается более крупным и лучше отсортированным материалом. Преобладает хорошо промытый песчаный, песчано-гравийный и гравийно-галечно-валунный материал, залегающий в виде невыдержанных прослоев и линз мощностью до 2,0-3,0 м. Проксимальные части озов обычно сложены более грубым материалом, чемдистальные. Грубый, плохо отсортированный материал скапливается в верхней части. Здесь больше гальки, попадаются валуны. В основании разреза и в присклоновых частях материал становится более мелким и отсортированным, гравийные прослои выклиниваются. Длинные оси уплощенных валунов и галек в своем большинстве направлены в сторону простирания оза, а их наклон колеблется в пределах 10-30, нередко– 40º и более, против направления потока. На отдельных участках длинные оси гальки могут стоять перпендикулярно ориентировки озовой гряды, что объясняется перекатыванием таких галек по дну.

В дистальных частях озовых накоплений материал мелкозернистый. Здесь часто прослеживается косоволнистая и волнистая слоистость. На отдельных участках встречаются слои в виде блоков неслонстого флювиогляциального материала, которые, по мнению А.А. Юргайтиса (Юргайтис и др. 1982), являются результатом оплывинной седиментации. Такие аккумуляции обусловлены водными потоками, перегруженными наносами.

Установлено, что в озовых отложениях преобладает местный материал. Дальность переноса грубых обломков в водно-ледниковых потоках, как правило, не превышает 16-20 км. Иногда случаются сочетания озов и камов. В местах сочленения с камами озы значительно расширяются, гранулометрический состав становится более мелким и однородным. У конца оза иногда бывает конусообразная площадка – озовая дельта.

### 4.2. Лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения

Рассматриваемый генетический тип составляет примерно 3-5% от объема четвертичной толщи Беларуси. Образование лимногляциальных отложений связано с приносом и накоплением вытаявшего ледникового материала в относительно спокойной пресноводной среде разных по площади, конфигурации и глубинам приледниковых и окололедниковых озер. К ним относятся разнообразные понижения, остаточные котловины бывших

водоемов, переуглубления ледникового рельефа (ледниковые ложбины). В различные отрезки четвертичного времени формирование и развитие приледниковых озер имело свои особенности, зависящие от изменения параметров ледников. В некоторых местах озерно-ледниковые водоемы существовали на том же месте и раньше.

Для озерно-ледниковых отложений характерны ограниченность распространения, обусловленная котловиной древнего водоема, ленточная слоистость (рис. 4.23), небольшие мощности (до десятков метров), различие вещественного состава в зависимости от приуроченности к зоне водоема, выдержанность фациальных аккумуляций, почти полное отсутствие органического вещества. В береговых и мелководных фациях наблюдается грубый материал (песок, гравий, галька), в глубоководных – тонкий (алевриты и глины). В рельефе озерно-ледниковые накопления образуют довольно ровные, плоские или пологие, местами слабоволнистые, заторфованные территории. По периферии распространения палеоводоемов, в некоторых случаях выявляется до двух-трех террасовидных аккумуляционно-денудационных площадок и валов, сложенных песчано-галечным материалом.

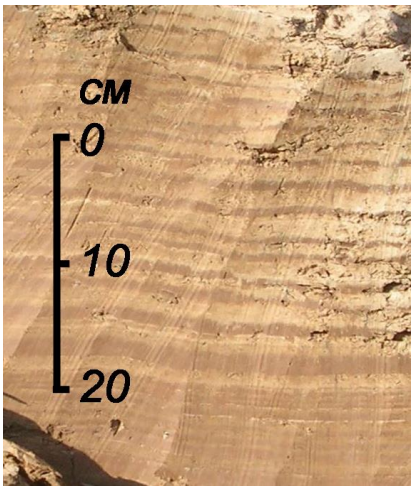


Рис. 4.23. Ленточные глины (г. Островец)

Считается, что ленточные глины накапливались в спокойных, глубоких и замкнутых участках, где не было речных сезонных переходов приноса материала разной крупности. Это, в первую очередь, относится к обширному Полоцкому палеоводоему, у которого мощности ленточных глин и алевритов составляют более двух третей объема отложений. Ленточные глины и алевриты составляют до половины объема всей аккумуляций Лучосинского приледникового бассейна (Ильин, 1968). Мощность озерно-ледниковых отложений обычно небольшая – 10-25 м. В Верхне-Неманской низине их мощность достигает 40-50 м, а в некоторых ледниковых ложбинах – 60-70 м. Участками встречаются неслоистые массивные глины, которые А.Б. Басаликас (1969) называет гляциальными глинами. Мощность рассматриваемых образований может достигать половины и более объема озерно-ледниковой толщи, что свидетельствует о накоплении глинистого материала без существенных сезонных различий. В верхней части толщи эти глины приобретают вид настоящих ленточных глин.

Цветовые оттенки изменяются от голубовато- и зеленовато-серых до темно-серых, темных, буроватых и красно-бурых тонов. В озерно-ледниковых отложениях обычно выделяются по цвету годичные циклы из более светлых и грубозернистых и более темных и тонкозернистых прослоев. Многократное чередование в толще отложений слойков разной мощности и резкого вещественного состава объясняется определенной цикличностью

поступления ледниковых вод, когда потоки, размывающие и аккумулирующие материал, сменялись озерами с минимальным влиянием ледника, в которых под зимней коркой льда происходила аккумуляция более тонких, суглинистых и глинистых прослоев.

На дифференциацию осаждающегося материала оказывал воздействие целый ряд факторов, среди которых главными были размеры и форма водоема, неровности и глубины дна, гидродинамические и температурные особенности и другие причины. Существенный отличительный признак аккумуляций озерно-ледникового генезиса — горизонтально-параллельная слоистость, четкость которой, как правило, возрастает в направлении наибольших глубин палеоводоемов. В прибрежной зоне водоемов встречаются прослои и линзы песчаного материала с косой и диагональной слоистостью, а также текстуры, обусловленные вытаиванием и выпадением обломочного материала из плавающих льдин. Во многих случаях первичное залегание нормальной горизонтальной слоистости отсутствует. Различного рода деформации озерно-ледниковых отложений могут быть вызваны ледниковым напором, осложнены подводными оползаниями пластичных осадков, механическим воздействием льдин, оседавших на дно по мере снижения в нем зеркала воды, просадками, связанными с вытаиванием погребенных глыб льда, влиянием криогенного смещения, смятия и криотурбаций (рис. 4.24). В некоторых случаях под воздействием различных вторичных химико-биологических, минерального новообразования и других процессов происходило частичное перераспределение карбонатного материала и железистых соединений в различные по форме желваковые карбонатные и железистые конкреции, стяжения и корки. Карбонатные конкреционные формы характерны для летних, а железистые образования – для зимних глинистых слойков.

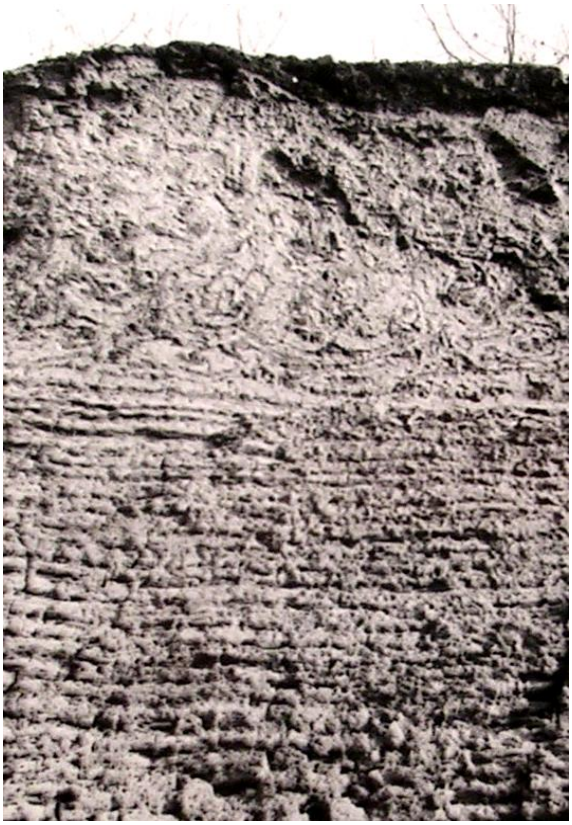


Рис. 4.24. Криогенные нарушения верхней части ленточных глин на местонахождении Журжево близ

Размер обломочного материала, зерен и частиц отражает интенсивность таяния ледника, скорости потоков и условия седиментации. Связь гранулометрического состава и характера слоистости озерно-ледниковых отложений показывает, что условия седиментации рассматриваемых осадков во время четвертичных пульсаций ледников на всей территории страны были сходными.

Гранулометрический спектр озерно-ледниковых отложений характеризуется следующими данными. Примерно 85-99% представляют фракции менее 0,25 мм. На пылеватые и глинистые частицы (менее 0,05 мм) приходится в среднем 20-30% с частыми изменениями 1-5 до 30-40%и более. Преобладает фракция 0,001 мм, реже – фракция 0,001-0,002 мм. Сортированность материала следующая (%): сильно отсортированные разности – 1,5; хорошо отсортированные – 86,6; средне отсортированные – 11,9. Окатанность песчаных зерен близка с соответствующими показателями флювиогляциальных отложений.

Толщина как летних, так и зимних слоев в большинстве случаев непостоянная и зависит от сменяющихся условий осадконакопления. Мощность годичных глинистых прослоев колеблется чаще всего в пределах 0,3-2 см, достигая 5-10 см. Для летних слоев характерно наличие песчанистого материала, большая мощность. По сравнению с ними зимние слойки имеет меньшую толщину и, чаще всего, сложены алевритами или глинами, весьма близкими по составу, как по разрезу, так и по площади. Обычно вверх по разрезу толщина годичных глинистых лент последовательно снижается. Встречаются, однако, и исключения, когда по направлению к периферии бассейна мощность глинистых прослоев уменьшается, а песчаных, напротив – увеличивается. Одновременно происходит некоторое укрупнение гранулометрического состава, который в прибрежной полосе к тому же может быть более отсортированным.

В разрезах годичных лент иногда встречается более тонкая суточная слоистость. Э.А. Пиррус (1966) указывает, что формирование годичной ленты происходит, в основном, в летний период времени таяния льда, в течение двух-трех месяцев. При этом участки преимущественной аккумуляции суточных лент более мощных летних слоев находились на расстоянии 1-6 км от края ледника.

Минеральные особенности озерно-ледниковых отложений, предопределялись исходным материалом, скоростью и особенностями накоплении осадка, площадью, глубиной водоемов, миграцией края ледника и другими факторами. Состав легких и тяжелых минералов озерно-ледниковых аккумуляций (песков, алевритов, глин) разныхфации и возраста схож и относительно постоянен. Это свидетельствует о близких условиях осадконакопления и однородности материнских пород, послуживших исходным питающим материалом (Ярцев, 1977).

Основными породообразующими компонентами легкой фракции являются кварц (71-95%), а также полевые шпаты и карбонаты (обычно кальцит и доломит). Распределение кварца в зависимости от размера зерен проявляет сравнительно четкую связь с полевыми шпатами и карбонатами. Так, содержание двух последних возрастает с уменьшением размерного диапазона, а кварца – соответственно снижается. Других легких минералов немного. В мелкоалевритовой и крупнопелитовой фракциях повышается значение пластинчатых и чешуйчатая минералов, представленных слюдами, хлоритами, глинистыми компонентами.

Озерно-ледниковые отложения характеризуются низким выходом (0,1-0,9%) тяжелой фракции. Однако в некоторых местах в пределах Дисненской, Полоцкой и Суражской низин суммарное содержание тяжелых минералов отличается повышенным выходом, в отдельных случаях – до 8-16%. Здесь же обнаружены незначительные по площади и шлиховые прослойки и линзочки небольшой толщины (в несколько миллиметров).

Минеральный состав озерно-ледниковых отложений на всей территории Беларуси относительно постоянен. Его характерная особенность состоит в присутствии новообразованного компонента – сидерита, а иногда и марказита. Местами в оглеенных глинистых прослоях проявляется хлоритизация сильно выветрелых плагиоклазов, глауконита, а также присутствие небольших по размерам аутигенных зерен и стяжений пирита (мельниковита). В отложениях повышено содержание минералов, покрытых глинистыми пленками. Количество ряда минералов, особенно роговой обманки, тесно связано с общим выходом тяжелой фракции. Обычны такие минералы осадочных пород, как фосфаты и глауконит, доля которых несколько повышается в центральной полосе страны. Среди карбонатов постоянно выделяются доломиты, что объясняется их лучшей устойчивостью при переносе и седиментации по сравнению с кальцитом. Содержание кальцита относительно малое, он часто корродирован, имеет поеденные, неровные и неправильно-округлые края. У доломита формы более ровные и ограненные формы. Иногда доломит имеет вид ромбоэдров со следами окатывания.

Среди лимногляциальных (озерно-ледниковых) отложений выделяются приледниковые (экстрагляциальные, внеледниковые) группы фаций, а также группы фаций водоемов в полосе омертвевшего льда (интрагляциальные, внутриледниковые).

### 4.2.1. Группа фаций приледниковых водоемов

Эти образования отличаются выраженной ленточной слоистостью, а также своеобразием некоторых текстурных признаков, вызванных изменением условий седиментации вследствие прямой связи с отступающим ледником. Приледниковые озерно-ледниковые аккумуляции в значительной мере приурочиваются к пониженным участкам, долинам и ложбинам ледникового выпахивания и размыва. Тем не менее, абсолютные отметки отложения приледниковых водоемов даже не относительно недалеком расстоянии могут изменяться существенно.

В некоторых случаях объем приледниковых глинистых образований в составе озерно-ледниковых аккумуляций может достигать 80% (Саарсе, 1979).

**Фация ленточных глин.** Отложения этой фации представлены преимущественно однородными ленточными глинами (рис. 4.25) или чередующимися прослоями глин и песков. Формирование таких отложений происходило обычно на глубинах не менее 20-30 м, реже – 16 м. Для проксимальных участков глубоководной фации нередко имеют место

развитие неслоистых массивных глинистых образований, которые по объему могут составлять до 60-70%. В более мелких приледниковых озерах накапливались супеси, мелко- и тонкозернистых пески с ленточной текстурой. Ленточные глины в результате сезонных различий процессов аккумуляций имеют сравнительно четкие отличия зимних слойков от летних. Темно-серый, серовато-коричневый, шоколадно-коричневый, иногда голубовато-серый цвет зимних слойков сменяется на светло-окрашенные тона летних слойков. Довольно резко различаются летние и зимние слойки по гранулометрическому составу. Для летних слойков присущ более крупный материал, так как летом таяние ледника усиливалось и в озеро приносилось больше грубого материала. Летние слойки поэтому сложены алевритом и тонким песком. В зимних слойках более тонкий, преимущественно глинистый материал. Сезонная слоистость в зависимости от условий осадконакопления бывает как четкой (диатактовой), так и неясной, неотчетливой (симмиктовой). Граница между летним слойком одной годичной пары и нижним зимним слоем другая – резкая, в то время как граница между зимним и летним слойками одной годичной ленты она более постепенная, неясная.



Рис. 4.25. Глубоководная фация ленточных глин

В большинстве разрезов мощность годичных лент постепенно уменьшается снизу вверх. Наблюдается надвигание дистальной седиментационной зоны глинистого осадконакопления на проксимальную, когда по мере отступания ледника проксимальный край каждой новой ленты, следуя за отступающим ледником, несколько перекрывает предыдущий, вследствие чего образуется черепитчатое расположение лент глин (Жемчужников, 1963; Пиррус, 1963, 1965, 1966).

Имеющиеся иногда изменения мощности годичных лент обусловлены резко усиленным привносом тонковзвешенного материала за счет активизации таяния ледника. Ленточные глинистые отложения относятся к высокодисперсным, с содержанием частиц менее 0,005 мм до 70-80%. В ленточных глинах могут наблюдаться некоторые деформации, как синхронные формированию ленточных глин, так и более поздние (Пиррус, 1966). Слоистость ленточных глин горизонтальная с небольшим изменением толщины или линзовидным характером летних слойков лент. Средняя мощность лент примерно 2,5-3,0 см. Встречаются ленточные глины с толщиной слойков до 5-7 см.

Ленточные глины накапливались в ходе всех плейстоценовых оледенений. По вещественному составу разновозрастные толщи ленточных глин мало чем отличаются друг от друга. Близкий вещественный состав разновозрастных ленточных глин свидетельствует о том, что они

образовались в сходных условиях и на основе близкого по составу исходного материала основных морен. Древние ленточные глинистые отложения более уплотнены, а в некоторых разрезах даже сланцеваты. Накопление ленточных глинистых отложений происходило в бассейнах при низких температурах воды.

Остатки фауны и флоры встречаются редко. Содержание органического вещества в виде остатков полярной растительности и пыльцы обычно не превышает 0,5-1,0%.

Глинистая составляющая представлена, в основном, гидрослюдисто-монтмориллонитовой частью с преобладанием гидрослюды. Наличие гидроксидов железа связано с тонкими глинистыми частицами. Алевритовая и тонкопесчанистая часть ленточных прослоев представлена кварцем, полевыми шпатами, карбонатами, минералами тяжелой фракции, которые по составу близки к моренам. С моренами их также роднит близкое и значительное содержание малоустойчивых компонентов и небольшая степень окатанности, что свидетельствует о незначительных расстояниях переноса.

Состав и содержание карбонатных минералов в значительной мере зависит от состава подстилающих пород. Карбонаты присутствуют в виде рассеянных зерен и конкреций. Содержание $CaCO_3$ в летних слоях обычно выше, чем в зимних. Микроагрегатный состав отражает последующие процессы укрупнения отложенных частиц как результат агрегирования при синерезисе и старении пород.

Залегают ленточные глинистые отложения на различных глубинах четвертичной толщи, в некоторых случаях сразу под почвенным слоем. Мощности их сильно колеблются и могут сильно варьировать от нескольких сантиметров до 10-15 и более метров. Наибольшие мощности обнаружены в Верхнедвинском районе, где достигают 30 м (д. Зябки), 31,4 м (д. Вошнарово), максимально 37,4 м (Полоцкий палеоводоем).

**Фация айсберговой морены.** Айсберговая фация (айсберговая морена) выделяется рядом белорусских исследователей (Горецкий, 1981, 1986 и др.). Айсберговая морена формировалась в результате таяния айсбергов в пределах приледникового озера. Термин «айсберг» в данном случае употребляется весьма условно. Точнее можно говорить только о глыбах льда (льдинах) относительно небольших размеров, которые способны были плавать в неглубоких (по сравнению с морями) приледниковых водоемах. Тем не менее, моренный материал вытаивал из них в небольшом количестве и проектировался на дно водоема, в процессе чего приобретал некоторые черты водной переработки. Такие образования отличаются неясной горизонтальной слоистостью. Обычно айсберговая морена встречается среди ленточных глин в виде небольших и маломощных прослоев и линз. На контактах с доминирующими отложениями изредка отмечаются деформации.

**Фация лимногляциальных пляжей и валов.** Отложения береговых аккумуляций приледниковых водоемов – пляжей и валов – встречаются фрагментарно (до 0,5-1,0 км, редко – до нескольких километров, в отдельных случаях – до десятков километров) в виде довольно узких (до 0,1-0,3 км) и

невысоких (до 2-3 м, редко более) скоплений полос, участков абрадированных уступов, абрадированных склонов, абразионно-аккумулятивных террасовидных площадок, аккумулятивных валунообразных террас и валов, сложенных хорошо отсортированными и окатанными разнозернистыми, часто мелкозернистыми песками, гравийно-песчаным материалом с примесью гальки. Встречаются скопления гальки и валунов.

Накопление отложений происходило не только в результате разрушения берега прибойной деятельностью, но и в результате приноса течениями и последующей переработкой волнами в пределах пологонаклонных прибрежных участков. Исходным материалом для их формирования послужили главным образом гляциогенные породы.

Береговые озерно-ледниковые аккумуляции чаще всего имеют разную и преимущественно слабую выраженность в рельефе. Проявление таких аккумуляций во внешних формах, ширина их распространения и мощность предопределились размерами, формой и уклонами дна котлована, продолжительностью существования водоема и глициодепрессионных процессов, изменением уровня зеркала воды и конфигурацией озера, влиянием волноприбойной деятельности и подводных течений, различия вещественного состава (морена, песок и др.).

Как правило, береговые озерно-ледниковые образования присущи относительно глубоким водоемам, так как мелкие имели другой режим осадконакопления и иные условия для формирования отложений. Береговые аккумуляции, пляжи и валы имеют разную степень сохранности и часто прослеживаются на разных гипсометрических отметках. Это свидетельствует о нескольких временных этапах существования и развития водоемов.

Выработка абразионно-аккумулятивных береговых образований обусловлена временными периодами относительной стабильности существования приледникового водоема. Более широкие пляжевые полосы формировались на тех участках, где существовали пологие подводные склоны водоемов, особенно в тех случаях, когда коренной берег был сложен преимущественно песчанистыми отложениями. Ширина древних озерно-ледниковых пляжевых образований достигает 50-100 м и более. Озерно-ледниковые водоемы с более крутыми берегами и подводными склонами имели более узкие песчано-гравийные абразионные уступы. В этих случаях их ширина не превышала 5-15 м.

Аккумулятивные прибрежные пляжевые песчаные накопления озерно-ледниковых водоемов в рельефе чаще всего имеют вид слабовыраженных аккумулятивных террас, которые прослеживаются на несколько сот метров (редко километров) в длину. Часто на поверхности таких песчаных накоплений отмечаются эоловые формы, образующие сложный грядовый, бугристый или западинный рельеф.

Сложены пляжевые песчаные аккумуляции сравнительно хорошо сортированными разнозернистыми, нередко мелко- и среднезернистыми песками с примесью гравия со слабонаклонной или горизонтальной

слоистостью. В верхней части разреза песков слоистость отсутствует из-за почвообразовательных процессов.

Залегают озерно-ледниковые пляжевые образования на неровной поверхности морены. Мощность этих отложений колеблется в пределах 1,5-3,0 м и лишь местами достигает 7-8 м.

Береговые валы выражены, как правило, на отдельных участках берегов крупных приледниковых озер. В наибольшей мере это относится к их дистальным окраинам. На окраинах мелких древних озерно-ледниковых водоемов они отсутствуют, что объясняется специфическими условиями их образования, либо последующим разрушением. Довольно четко выражены береговые валы древнего приледникового Лучосинского озера, наблюдаемые на склонах Витебской возвышенности на абсолютных отметках 160-185 м. Такие же грядообразные береговые валы, построенные из галечно-гравийных отложений на уровне 155-150 м, отмечаются на границах древнего Полоцкого озерно-ледникового бассейна. Иногда береговые валы образуются в два ряда.

Нижерасположенные абразионно-аккумулятивные пляжевые полосы, имеют ширину до 0,5-1,0 км. На поверхности террас может находиться значительное количество валунов. Пляжевые отложения представлены песчаным и песчано-гравийным материалом, имеют незначительный наклон к центру древнего водоема.

### 4.2.2. Группа фаций водоемов в полосе омертвевшего льда

Отложения этой озерно-ледниковой группы представлены лимнокамами, лимнокамовыми террасами, лимнокамовыми полями, звонцами, лимноозами. Располагаются обычно в пределах повышенных участков моренных и флювиогляциальных образований.

Мощности отложений фаций могут резко изменяться на близких расстояниях. Зачастую такие озерно-ледниковые накопления залегают на разных гипсометрических уровнях; но обычно тяготеют к наиболее высоким участкам макрорельефа. При этом объемы аккумуляций нередко наращиваются вместе с возрастанием относительных высотных отметок поверхности.

Отложения рассматриваемой группы фаций чаще всего выражены сезонными ритмами в виде чередующихся (в разной степени выраженности) слоистых, слабослоистых, неяснослоистых или слабо сортированных песчаных, супесчаных, суглинистых и глинистых прослоев. В глинистых отложениях преобладает ленточная горизонтальная слоистость, встречаются разновидности массивного строения. Доля глинистых озерных отложений в общем объеме озерно-ледниковых образований достигает примерно 5% (Саарсе, 1979).

**Фация лимнокамов и лимнокамовых террас.** Фация лимнокамов формировалась в трещинах и пещерах неподвижного ледника, имеющих слабопроточный водный режим. В этих условиях обломочный материал осаждался на дно водоема, он не мог переноситься на более или менее значительные расстояния из-за недостаточной гидродинамической

активности вод. Потепление и более быстрое таяние льда приводили к резкому увеличению объема воды в ледяных пещерах. Водоем в таком случае из застойного превращался в проточный. Смена режима водоема отражалась в характере накопления обломочного материала, что приводило к чередованию тонких, алевритово-глинистых прослоев со слоями из грубых и крупных песчаных зерен.

Вершины и склоны лимнокамов нередко покрыты чехлом абляционной морены, что свидетельствует о существовании озера внутри глыбы льда. Относительная высота отдельных лимнокамов может достигать 40 м, а площадь распространения лимнокамовых полей – сотен и тысяч квадратных метров. Лимнокамы по сравнению с флювиокамами имеют, в целом, более сглаженные, платообразные формы. Лимнокамы распространены в Белорусском Поозерье. Как и флювиокамы, они занимают строго определенное место в реликтовом гляциокомплексе. Чаще всего их можно встретить на склонах ледниковых возвышенностей со значительной амплитудой высот, то есть там, где создавались благоприятные условия для захоронения крупных глыб льда. Единично лимнокамы и звонцы попадаются на вершинах ледораздельных возвышенностей. Но почти всегда флювиокамы, лимнокамы, лимнокамовые поля и лимнокамовые террасы присутствуют в ледниковых ложбинах, проявившихся в современном рельефе. Формирование этих форм рельефа неразрывно связано с развитием самих ледниковых ложбин. Возникновение таких отложений и форм рельефа хорошо прослеживается на примере ледниковой ложбины, тянущейся вдоль нижнего течения реки Витьба в Витебском районе (рис. 4.26). Во время ледниковой эрозии и экзарации оформилось долинообразное понижение, вдающееся в подстилающиеся отложения. Буровая скважина, пройденная у д. Пуща, показала, что ледниковый врез достиг даже коренных (девонских) пород (рис. 4.27).

В ходе деградации поозерского ледника дно ледниковой ложбиныкак наиболее низкая гипсометрическая поверхность была заполнена осадками. Значительная часть льда, потерявшего связь с ледником, оказалась под наносами и абляционной мореной. Этап заполнения ложбины был довольно длительным и охватывал промежуток времени от деградации поозерского ледника вплоть до исчезновения многолетней мерзлоты, т.е. занимал почти все позднеледниковое время. Расконсервация ложбины сопровождалась вырисовыванием ее контуров иинверсионных форм рельефа – камов, камовых террас, озов, а также гляциокарстовых западин и котловин. Камы являются самой распространенной формой рельефа на дне современной ледниковой ложбины по р. Витьба. Встречаются изолированные камы и слившиеся основаниями холмы (камовые массивы). Высота камов никогда не превышает бровки ледниковой ложбины. По внутреннему строению выделяются две разновидности камов: флювиокамы сложенные грубым материалом, и лимнокамы, состоящие из тонкого материала (тонкозернистый песок, алеврит с прослойками ленточных глин). Флювиокамы явно преобладают.

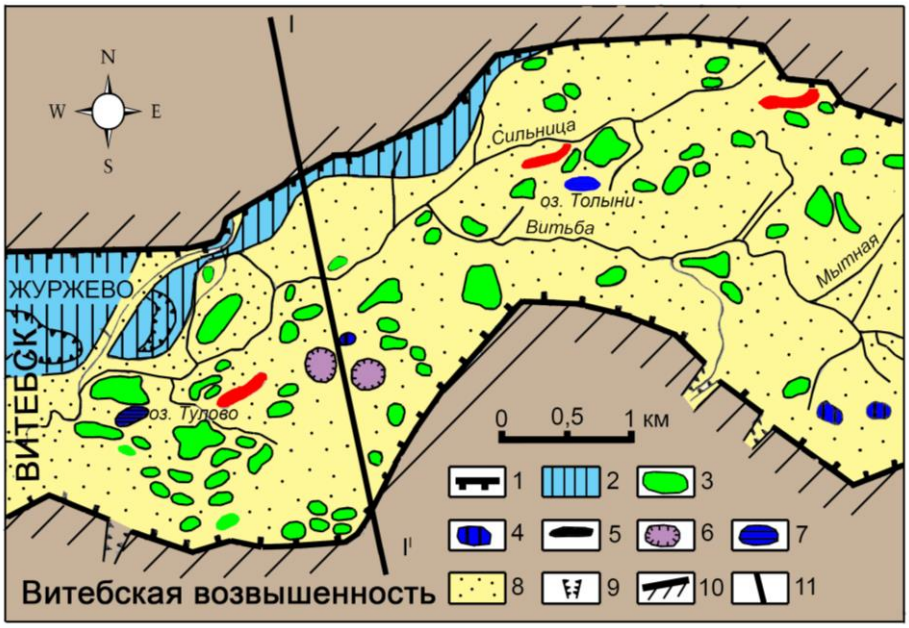



Рис.4.26. Картосхема ледниковой ложбины Витьба в Витебском районе (Буда, Санько, 2010):

1 – границы ледниковой ложбины, 2 – поверхность камовой террасы, 3 – камы, 4 - лимнокамы, 5 – озы, 6 – гляциокарстовые котловины, 7 – современные озера, 8 – дно ледниковой ложбины, 9 – овраг, 10 – внеложбинные участки, 11 – линия профиля

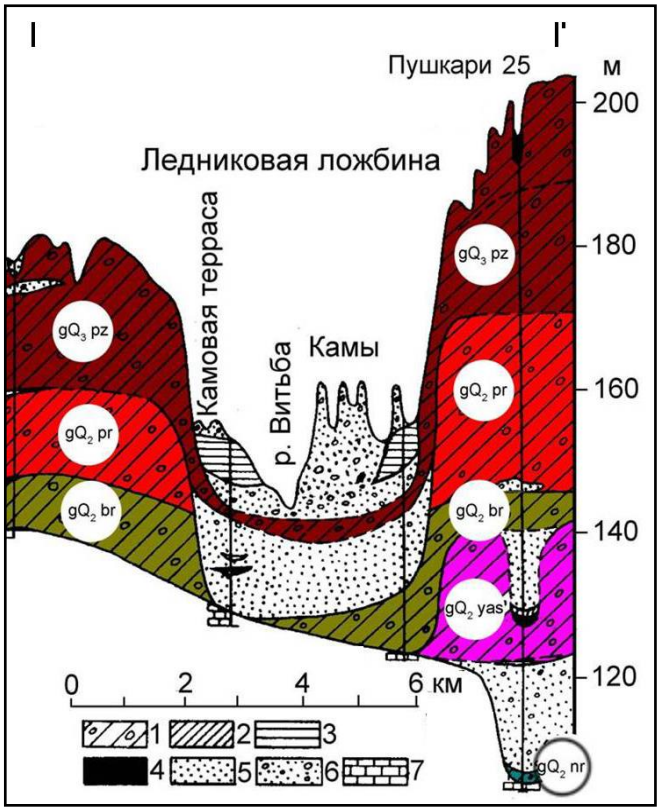



Рис. 4.27. Геологический профиль через ледниковую ложбину Витьба в Витебском районе по линии I-I' (см. рис. 4.27):

1 – морена, супесчано-суглинистые отложения, 3 – ленточные глины, 4 – органогенные отложения, 5 – песок, 6 – песок с гравием, 7 – девонские доломиты и известняки

Иногда на их склонах залегают абляционные моренные супеси, свидетельствующие о накоплении осадков в полуоткрытых ледниковых колодцах. Вдоль правого борта ледниковой ложбины Витьба тянется камовая терраса. Абсолютные отметки ее поверхности составляют 155-160 м.

Камовая терраса сформировалась на месте приледникового водоема, который питался за счет талых вод омертвевшего льда. Этот водоем был узким, прижатым к правому борту ложбины. Практически с поверхности тело камовой террасы сложено ленточными глинами, которые в Журжево издавна разрабатываются как месторождение глинистого сырья.

Фация лимнокамов представляет собой ритмично построенные песчано-алевритовые, алеврито-глинистые и песчано-гравийные довольно хорошо сортированные образования, иногда с примесью более грубого материала. Нередко пески характеризуются однородным зерновым составом и примерно одинаковой крупностью, они довольно хорошо промыты. Зерна размерами более 1 мм присутствуют далеко не всегда.

Слоистость чаще всего горизонтальная, ритмичная ленточная или ленточноподобная, на склонах участками отмечается облекающая и наклонная, а также волнистая, косо- и диагональноволнистая или ряби волнения, особенно у щитообразных лимногляциальных камов. В алевритово-глинистых аккумуляциях более часто прослеживается слоистость типа ленточной. Ритмичность строения проявляется в смене или чередовании песчано-алевритовых слойков мощностью до нескольких сантиметров с более тонкими, алевритистыми, глинисто-алевритистыми или глинистыми лентами. В лимнокамах, сложенных чередующимися мелко- и тонкозернистыми песками, алевритами и глинами, толщина лент небольшая, обычно в пределах 0,1-0,4 см. Мощности пачек, составляющих разрез лимнокамов, как правило, не превышают 1-1,5 м. В лимнокамах попадаются линзы грубозернистого материала и прослои мореноподобных образований. Для них характерны также деформации и нарушения слоистости из-за оползания и обрушення осадков, обусловленные просадками при таяния мертвого льда.

В минеральном составе лимнокамовых образований обращает на себя внимание несколько повышенное содержание слюдистых минералов (иногда до 10-15%) и полевых шпатов (до 10-20%).

В рельефе фация лимнокамовых полей выражена в виде небольших комплексных групп камов или их массивов с платообразными формами и близки по очертаниям рельефа к фации флювиогляциальных камовых полей. Относительные высоты чаще всего колеблются в пределах 5-10, реже доходят до 20 м. Примером распространения такого образования в Беларуси может служить Альбрехтово-Звановский лимнокамовый массив.

Внутреннее строение отражает озерно-ледниковый тип седиментации. Преобладает горизонтальное чередование глинистых, алевритовых и песчаных прослоев. Часто отмечается постепенный переход от параллельнослоистых алеврито-глинистых отложений к песчано-алевритовым со слабо- или средневыраженной рябью волнения.

Фация лимнокамовых террас формировалась в слабопроточных водоемах и озерах между границей мертвого льда и склонами долин и возвышенностей. Характер слоистости и гранулометрического состава типичен для лимногляциальных отложений. Здесь нередка ритмичная ленточная слоистость. Песчано-алевритовые слойки толщиной в несколько сантиметров чередуются с глинистыми и алевритовыми. Фация лимнокамовых террас встречается локально неширокими участками с выравненной поверхностью, иногда осложненной перигляциальными или эоловыми процессами. Образования лимнокамовых террас отмечаются чаще всего на севере республики, а также в пределах Гродненской области.

**Фация звонцев.** Фация звонцев в ледниково-камовом рельефе как разновидность внутриледниковых озерно-ледниковых отложений выделяется в виде двухъярусного образования, представленногоморенным цоколем и лимногляцнальной покрышкой.

Размерыи очертания звонцев изменяются в широких пределах. На территории Беларуси наблюдаются звонцы, относительной высотой до 20 м. Такие звонцы особенно характерны для возвышенных моренных участков поозерского возраста. В качестве примера можно указать на звонцы, оконтуривающие Ловатскую ледниковую лопасть.

Звонцы – это столообразные или куполообразные озерно-ледниковые аккумулятивные холмы с плоской вершиной и крутыми склонами. Они характеризуются двухъярусным строением (внизу – цоколь из морены). Звонцы возникли при деградации ледникового покрова в областях распространения омертвевшего льда. С поверхности звонцы сложены шоколадными ленточными глинами, реже алевритами и тонкими песками. Авторы термина «звонцы» Д.Б. Малаховский и М.Е. Вигдорчик (1963) их формирование связывают с внутриледниковыми озерами в крупных проталинах относительно мощных глыб мертвого льда на приподнятых участках. Е.В. Рухина (1970, 1973) описывает звонцы как обширные плато, со значительными превышениями над окружающей местностью. У звонцев имеется моренный цоколь, кровля которого также имеет превышение над соседней равниной.. Склоны звонцев довольно крутые, иногда они изрезаныкороткими ложбинами. С поверхности звонцы сложены алевритовым и тонкозернистым кварцево-полевошпатовым материалом с нечетко выраженной слоистостью. По вещественному составу эти отложения не отличаются от озерных образований и определяются как озерно-ледниковые по положению в рельефе и соотношению с вмещающими их толщами. Двухъярусное строение (моренное основание и лимногляциальная покрышка), наиболее высокое (по абсолютным отметкам) распространение звонцев в рельефе А.К. Битинас (1991) объясняет влиянием двух разных по возрасту стабильных или фазиальных пульсационных подвижек лопастей ледника (рис. 4.28). Отсюда вытекает, что звонцы, расположенные в пределах единого ледораздельного массива, имеют один и тот же возраст и генезис. Знание такого факта позволяет более уверенно проводить границы распространения ледников.

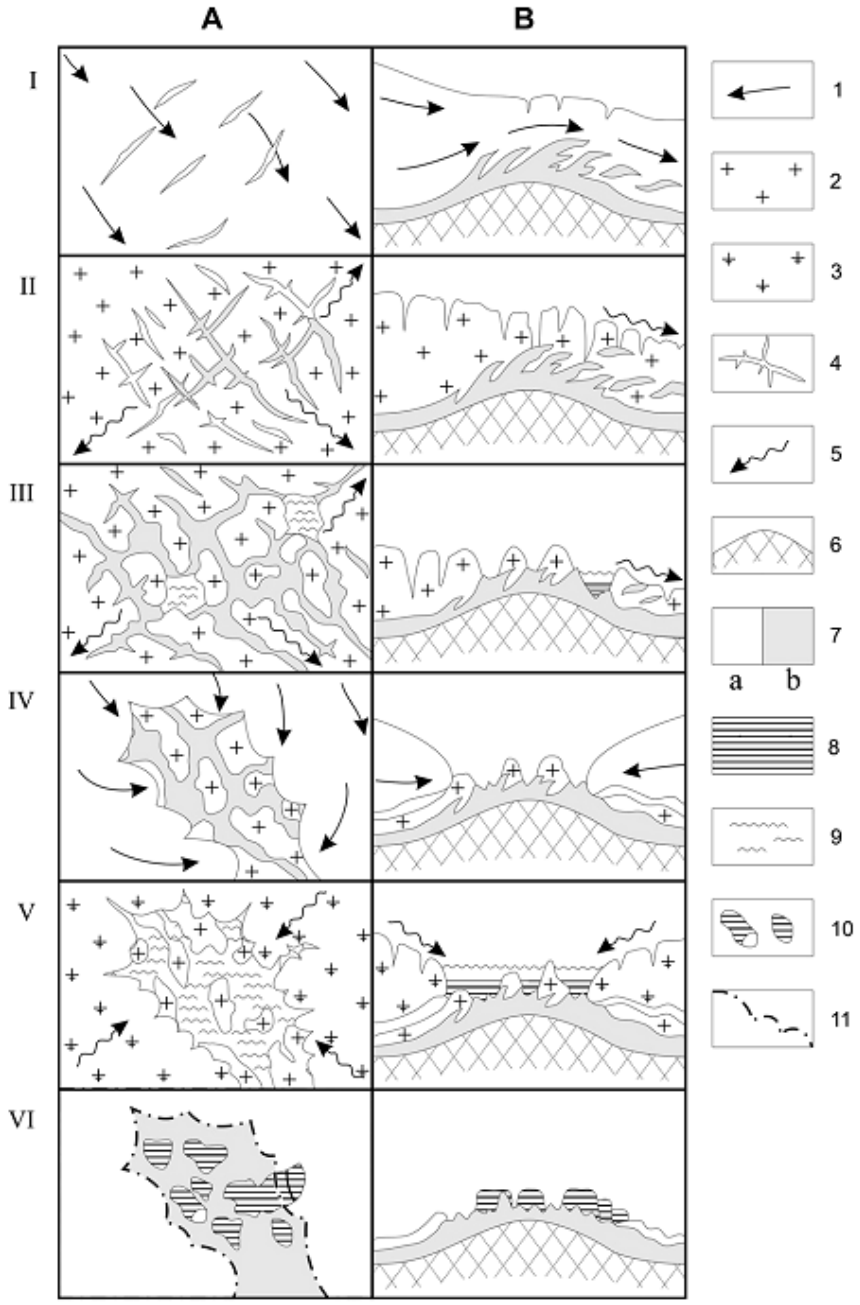



Рис. 4.28. Модель формирования плосковершинных лимногляциальных камов (звонцев) по А. Битинасу (Bitinas, 2011):
(А) в плане, (В) в разрезе. 1 - активный лед и направление его движения; 2 - мертвый лед более ранней ледниковой подвижки; 3 - мертвый лед более поздней подвижки ледника; 4 - ледниковые трещины; 5 - направление течения ледниковых вод; 6 - субгляциальный рельеф, 7 - морена: (а) более ранней, (b) более поздней ледниковой подвижки; 8 - лимногляциальные отложения, 9 - водоем, заполненный талыми водами; 10 - платоподобные озерно-ледниковые камы; 11 - граница более поздней ледниковой подвижки

В происхождении звонцев много неясного. Общая картина их возникновения представляется следующим образом. Для образования звонца необходим довольно крупный участок омертвевшего льда, потерявшего связь с активным ледником. Ложе омертвевшего льда должно иметь расчлененный рельеф со значительным перепадом относительных отметок, мощность льда увеличенная, а его земная поверхность – возвышаться над окружающим моренным рельефом. По мере вытаивания или выдавливания в трещины моренного материала вокруг образовавшихся нунатаков возникали локальные озера, окруженные ледяными берегами. Под температурным отепляющим воздействием воды глубина и площадь бассейна увеличились. Исключительно тонкий состав осадков свидетельствует о малой энергии потоков, сносивших материал в проталины, и о спокойном режиме бассейнов. По мере накопления озерно-ледниковых глин и алевритов неровности дна

сглаживаются. Изменение уровней бассейнов за счет прорыва ледяных перемычек находит отражение в террасированности склонов звонцев. При последующем таянии и спуске озер их осадки занимали подвешенное положение, и как бы «насаживались» на выступы подстилающего рельефа.

Я.А. Страуме (1979) по морфологии выделяет три группы звонцев: элементарные, звонцовые плато, террасированные. Различаются звонцы, прежде всего, своими размерами. Террасированные звонцы могут достигать до 40 квадратных километров. Согласно Д.Б. Малаховскому (1978), звонцы возвышенностей Северо-Запада Русской равнины большей частью представляют собой столообразные плато с плоской или слегка волнистой поверхностью и склонами крутизной 12-30°. На их крутых склонах обычно хорошо выражена верхняя и нижняя бровки. Относительная высота колеблется от 15-20 до 60 м. Звонцы, чаще всего, встречаются в сочетании с моренными холмами, грядами, котловинами, занятыми озерами.

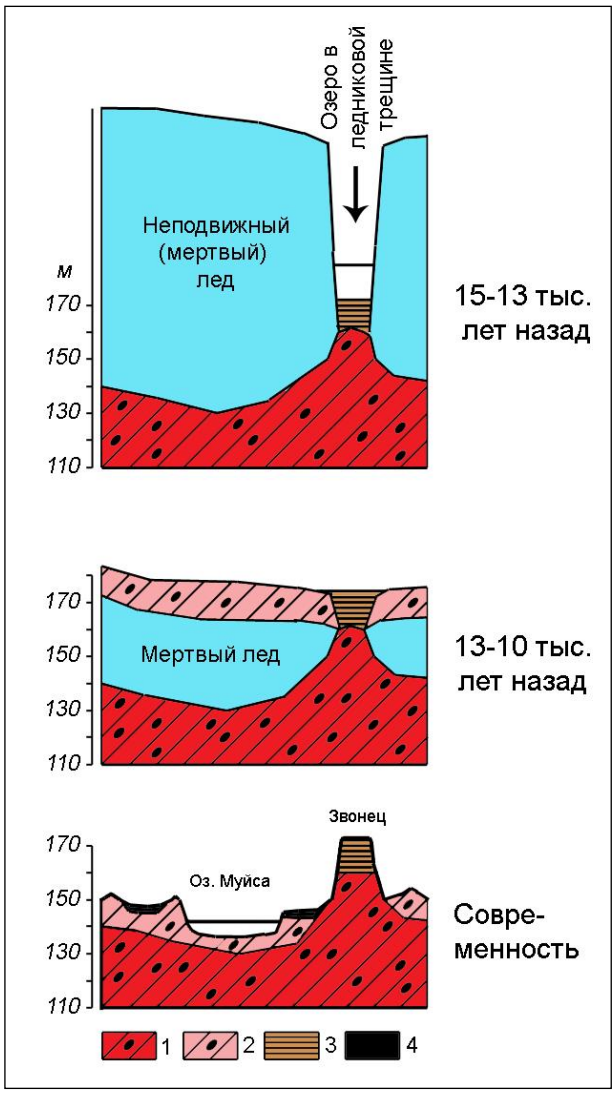






Рис. 4.29. Звонец «Подгура» на Браславской возвышенности и схема его формирования:
1 – основная морена, 2 – абляционная морена, 3 – глина ленточная, 4 – болотные отложения

А.С. Аполоник и Ю.В. Стрельченок (2009) дали описание звонца округлой формы на Браславской гряде, называемый местными жители горой «Подгура» (рис. 4.29). Звонец «Подгура» является доминирующей формой в

окрестном рельефе. Его абсолютная высота составляет 171,2 м. Звонец имеет округлую формудиаметром по подошве 0,7 км и плоскую вершину. На его поверхности имеется небольшая термокарстовая западина. С поверхности холм сложен шоколадными ленточными глинами, мощность которых достигает 12-15 м. Склоны звонца крутые, особенно в сторону оз. Муйса до 30 и более градусов. Ленточные глины лежат на красно-буромморенном суглинке. С востока и запада звонец окружен более мелкими холмами, которые сложены с поверхности красно-бурым моренным суглинком. Браславский звонец хорошо заметен и на карте масштаба 1:100000.

**Фация орешков.** Фация отрешков (лимноозов) сформировалась в удлиненных трещинах неподвижного льда. Такие озы нередко ориентированы бессистемно. Внутреннему строению лимногляциальных озов обычно присущи мелкие и тонкие песчаные, песчано-алевритовые и глинистые аккумуляции. В некоторых случаях отложения содержат небольшое количество крупнозернистого песка, гравийного и мелкого галечного материала. Отложения характеризуются послойным распределением зерен различного гранулометрического состава, сортировкой в виде горизонтально-слоистых и облегающе-параллельных пластов песчано-алевритовых и ленточных осадков. Встречаются однообразные, неслоистые и монотонные нестратифицированные отложения. Фация лимноозов формировалась в условиях небольшой скорости и слабой проточности вод, в более или менее пассивной водной среде, в спокойной водной обстановке за счет размыва мелкозема различных моренных и флювиогляциальных образований, последующего переноса и осаждение мелко- и тонкопесчаного материала, взвесей и суспензий малой плотности, пелитовых частиц.

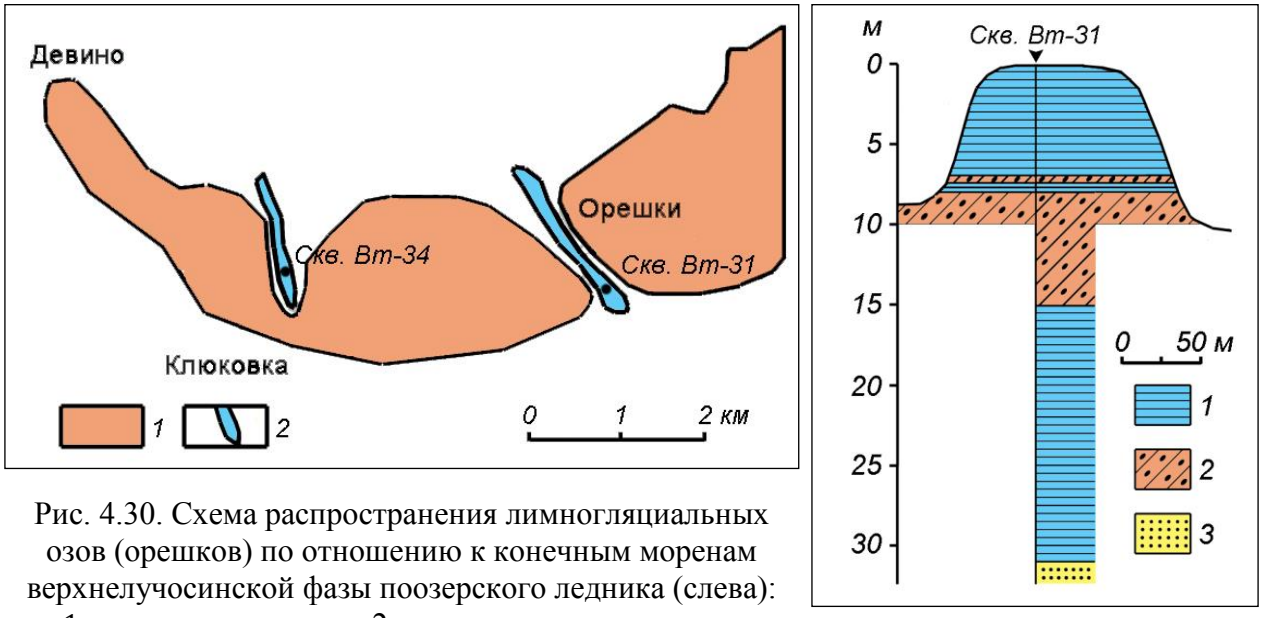



Рис. 4.30. Схема распространения лимногляциальных озов (орешков) по отношению к конечным моренам верхнелучосинской фазы поозерского ледника (слева): 1 – конечные морены, 2 – лимногляциальные озы (орешки). Литологический разрез лимногляциального оза (орешка) по скв. Вт-31 (справа): 1 – ленточные глины, 2 – морена, 3 – песок тонкозернистый

Выделение лимногляциальных озов на основании внешних озовых и озоподобных грядовых форм и внутреннего строения производят многие исследователи (Салов, 1965; Басаликас, 1969 и др.). Две озоподобные гряды, сложенные ленточными глинами и названные орешками, были обнаружены на северо-востоке Беларуси в Лучосинской низине (Санько, 1988). На одной из них разместилась деревня Орешки (рис. 4.30).

Орешкинская гряда имеет плоскую вершину, шириной более 150 м; ширина основания 200-250 м. Относительная высота составляет около 10 м. У озоподобной гряды крутые склоны, четкие контуры. Она тянется почти прямолинейно с юго-востока на северо-запад более чем на 2 км. Южная оконечность формы резко округлена. Скважина Вт-31, заложенная на поверхности гряды у южной оконечности д. Орешки, прошла сверху толщу ленточных глин мощностью 7,0 м. Далее скважина вскрыла красно-бурую моренную супесь (мощность слоя 0,3 м), шоколадную ленточную глину (0,7), темно-бурую моренную супесь (7,1), снова шоколадную ленточную глнну (15,9), толщу озерно-ледникового песка (20,0), флювиогляцнальный песок и гравий (10,0), голубой озерный суглинок (2,0), переслаивание серых грубых песков с зеленовато-серой супесью (8,9) и верхнедевонские доломиты и известняки (0,2). Ленточная глина Орешкинской гряды обладает массивной текстурой. Она вязкая, жирная. Толщина алевритовых лент составляет всего 1-2 мм. Книзу слоистость выражена более отчетливо. Толщина алевритовых лент увеличиваются – на 10 см приходятся 3-5 лент. В глинах встречаются отдельные гравийные зерна.

Другая гряда, также сложенная с поверхности ленточными глинами, обнаружена в пяти километрах от первой у д. Клюковка. Озоподобной формы гряда также плосковершинная. Ширина вершины около 50 м, основания менее 100 м, длина 0,7-1,0 км; относительная высота до 15 м. Ленточные глины имеют избыточную мощность – 23,0 м. Книзу они постепенно переходят в глинисто-алевритовую толщу ленточного строения (мощность слоя 11,7 м). Глубже, согласно данным бурения (скв. Вт-34), залегают: серая моренная супесь (0,4), серая озерная супесь (4,9), красно-бурая моренная супесь (7,0) и разнозернистый песок с гравием и гальками (10,0).

Еще одна крупная озоподобная форма из ленточных глин, названная З. Мейронсом (1974) Шкяунским валом, зафиксирована на левобережье р. Сарьянки между нас.п. Шкяуне и д. Залещино на границе Латвии и Беларуси. Плосковершинный или слабовыпуклый Шкяунскнй вал вытянут в северо-ссверо-восточном направлении на 16 км при ширине 1,5 – 2,0 км. Относительная высота вала достигает в центре 30 – 40 м, а мощность ленточных глин, слагающих вал, – 50 м. Формирование вала он связывает с системой трещин, появившихся вследствие отчленения глыб льда от ледниковых лопастей.

# Глава 5. **ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД**

Парагенетический ряд элювиальных отложений – это рыхлые геологические осадки и почвы, формируемые в результате выветривания поверхностных горных пород на месте первоначального залегания или в результате выветривания и последующей аккумуляции его продуктов под действием силы тяжести. Элювиальные отложения формируются на горизонтальных или слабонаклонных поверхностях. Процесс выноса вещества из геологического или почвенного горизонта называется элювиацией. Существует разница в использовании этого термина в геологии и почвоведении. В почвоведении под элювиацией понимается перенос водой разрушенных веществ из верхних слоев почвы в нижние. Накопление этих веществ (иллювиальных отложений) в нижних слоях называется иллювиацией. В геологии, элювиалные отложения — это то, что осталось на месте в результате выветривания, а унесенный материал рассматривается как часть гравитационного (склонового) процесса. Под элювиальным процессом или под выветриванием понимается физико-химические и биохимические процессы взаимодействия различных горных пород с атмосферой, гидросферой и биосферой, приводящие к их разрушению. В результате выветривания горных пород возникают специфические образования, именуемые корами выветривания. Они залегают в виде плаща, формируются в течение длительного времени. Плащеобразные коры выветривания наблюдаются на поверхности верхнедевонских доломитов и известняков в карьере Гралево (Витебский район), где они перекрыты четвертичными отложениями. В составе четвертичной толщи Беларуси коры выветривания ранее не отмечались. Вместе с тем, их присутствие здесь не исключено. Так, признаками коры выветривания обладают отложения, залегающие на поверхности морены в овраге у д. Приднепровье (быв. Кобеляки) (рис. 5.1). Это рыхлая маломощная (0,15 м) супесь малинового цвета, не содержащая обломочного материала. По данным М.П. Оношко для этих отложений характерно снижение реакции среды до нейтральных

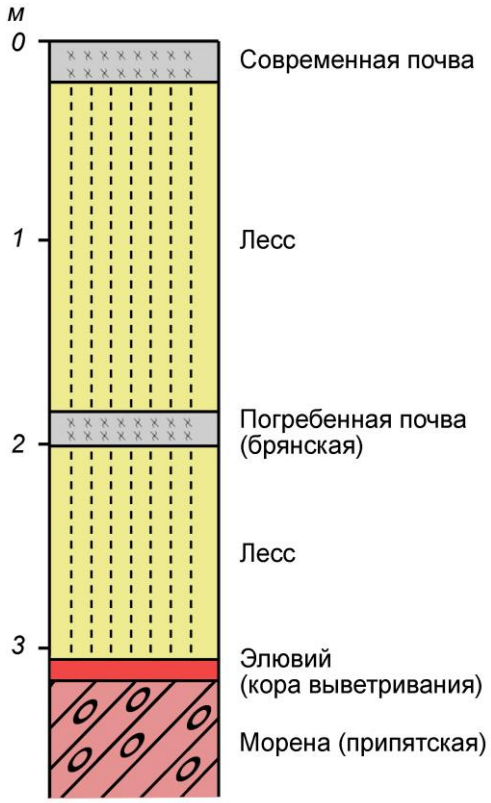



Рис. 5.1. Элювий на морене под поозерскими лессами в разрезе Кобеляки (Приднепровье) близ Орши в виде формирующейся коры выветривания

значений. По сравнению с моренным суглинком, накопление элементов здесь более значительное с максимумами у Ni, Co, Mg, Zr, V. Отложения выделяются максимальным содержанием полуторных оксидов. Но для Ca здесь характерно рассеивание. Отложения в значительной мере преобразованы в результате химического выветривания, о чем свидетельствует низкое отношение кремнезема к полуторным оксидам (3,62). Здесь шло интенсивное выщелачивание пород. Условия для образования карбонатов были неблагоприятны, что подтверждается очень низким отношением CaO:MgO. Показатель влажности $Fe_2O_3$:CaO для этих отложений максимальный на фоне всего разреза. О существовании более влажного климата говорит и высокий коэффициент накопления биогенных элементов.

### 5.1. Элювиальный тип отложений

Элювиальный генетический тип отложений, элювий (от лат. вымываю) представляет собой физические и химические продукты выветривания горных пород, остающиеся на месте своего формирования. В числе важнейших факторов выветривания отмечаются температурный режим, количество атмосферных осадков и их распределение в течение года, гидрохимические особенности среды, характер растительности на суше и в водной среде, наличие углекислого газа, присутствие различных растворов и микроорганизмов.

Четвертичные элювиальные отложения Беларуси формировались в условиях умеренного и холодного климата, они имеют небольшую мощность (0,5-1,5 м) и слабое развитие новообразованных глинистых продуктов. Выветривание, в основном, сводится к физической дезинтеграции, связанной с расклинивающим действием тонкими водными пленками трещин, а также с начальной гидратацией минералов. Одновременно формирование элювия происходило в результате распада на отдельные обломки под воздействием температурного или морозного выветривания, когда процессы химического выветривания отходили на второй план. В этихслучаях дезинтеграция пород обуславливается воздействием механических напряжений, возникающих при неодинаковом объемном и линейном расширении породообразующих минералов. При морозном выветривании вода обладала расклинивающим воздействием на отложения, поскольку при замерзании она увеличивалась вобъеме на 9–10 %. Главными факторами активизации морозного выветривания являлись частотаперехода температуры через 0°С и водонасыщенность грунтов. При большом количестве атмосферных осадковморозное выветривание активизируется, мощность криогенного элювия растет, размер частиц уменьшается. Повторяющиеся процессы промерзания и оттаивания способствуют своеобразной сортировке материала: крупные обломки выдавливаются в ослабленные зоны грунтов. В итоге элювий приобретает полосчатую текстуру иногда с субвертикальным залеганием полос, жил и карманов пород разногогранулометрического состава. На поверхности эти текстуры проявляютсяв виде каменных россыпей, полигонов разных размеров. На территории Беларуси

перигляциальный элювий распространен довольно широко, хотя и занимает небольшой объем.

Элювиальные образования формируются на горизонтальных или пологих склонах, где процессы денудации развиты слабо (рис. 5.2). В зависимости от характера и условий выветривания элювиальные накопления имеют самый разнообразный гранулометрический состав – от глинистых и тонких фракций до грубообломочного материала. Практически всегдаони отличаются отсутствием слоистости и сортировки, их часто характеризует вертикальная зональность строения химического и минералогического составов. Нижние части горизонтов по различным физическим свойствам, составу, текстурным и структурным особенностям, как правило, имеют значительную близость к подстилающей породе и имеют с ней постепенные переходы. Верхние горизонты могут резко отличаться от нижележащих, в верхней части нередко содержатся значительные количества глинистых компонентов.

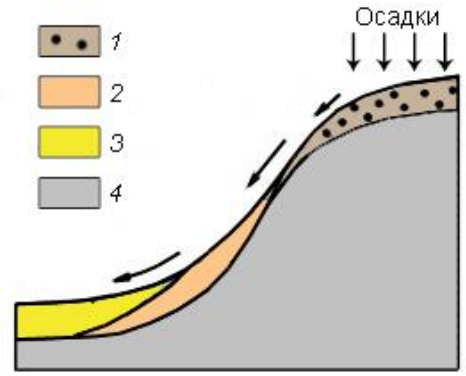



Рис. 5.2. Схема трансформации элювиальных отложений на склоне: 1 – элювий, 2 – делювий, 3 – пролювий, 4 – коренные породы

Элювиальные отложения как генетический тип отложений на территории Беларуси состоит из образований остаточного элювия (перлювия) и криогенного элювия (криоэлювия).

### 5.1.1. Группа фаций остаточного элювия (перлювия)

Перлювий представляет собой скопления грубообломочного валунного или галечникового материала, возникающие в результате промывания водой отложений различного происхождения, сопровождающегося выносом мелкозема и остающиеся на месте залегания тех горных пород, из которых они возникли (например, скопления валунов, остающиеся на месте размыва морены). Образуется речными и озерными водами, а также в результате дефляции. Обычно наблюдается в долинах рек и на побережьях озер.

**Аквально-перлювиальная фация.** Аквально-перлювиальная фация имеет вид отмытого, в некоторых случаях хорошо отмытого песчано-гравийно-галечного материала с незначительной примесью мелкозернистого материала, а также супесей и суглинков, подвергшихся слабой водной переработке (рис. 5.3).

Отложения фации, накапливающиеся в западинах рельефа, имеют малую мощность (обычно не более 0,5-1,0 м). Алевритовый материал аквально-перлювиальной фации отражает состав и характер материнских пород. Существенных диагенетических преобразований в породе не отмечается. В отложениях ложбин стока талых ледниковых вод фация представлена горизонтом галечника, а иногда валунника.



Рис. 5.3. Аквально-перлювиальная фация в виде скопления валунов и гальки на берегу оз. Рудаково Мядельского района

Перлювий образуется также в сужениях, на порогах и быстринах речных долин, сложенных мореной. На берегах и в русле рек этих участков можно наблюдать скопления валунов. Мелкозем из морены вымывается водами рек, а валуны остаются в русле как остаточные образования. Такие скопления валунов в долинах Западной Двины выше Витебска, Сарьянки и многих других белорусских рек следует рассматривать как аквально-перлювиальную фацию.

**Эолово-перлювиальная фация.** Отложения этой фациобычно сложены суглинками, супесями, неслоистыми песками светло-серого, светло-желтого, буровато-серого и буровато-желтого цвета разнозернистыми песками с небольшимсодержанием гравийных зерен. Они имеет достаточно характерные черты последующего эолового воздействия.

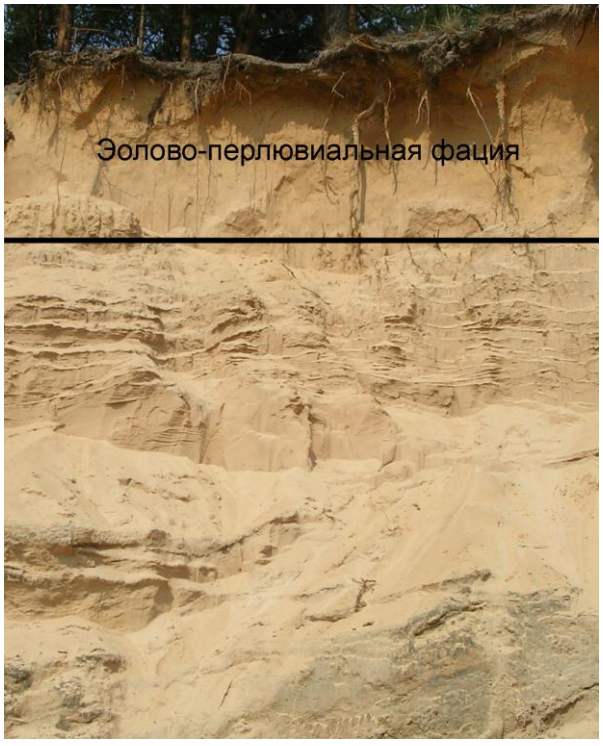



Рис. 5.4. Отложения эолово-перлювиальной фации на правом берегу р. Вилия у д. Мамаи

Эолово-перлювиальная фация свойственна преимущественно речным террасам, где аллювиальные отложения подверглись вторичным эпигенетическим изменениям, обусловленным не только выветриванием, миграцией и перераспределением элементов, но и эоловой переработкой. Примером отложений эолово-перлювиальной фации являются

тонкозернистые пески и алевриты перигляциальной террасы Вилии у д. Мамаи (рис.5.4).

Алевритовый материал в этих отложениях находится в выветрелом состоянии. Это касается, в основном, алевритовых зерен хлорита, биотита и роговой обманки. Хлориты и биотиты гидратируются, что выражается в изменении цвета и потере плеохроизма. Алевритовые зерна роговых обманок буреют и теряют кристаллографические формы. Более крупные зерна роговых обманок выветриваются, начиная смикроскопических трещин. Разложение железосодержащих минералов сопровождается выделением бурых гидроксидов железа. Полевые шпаты даже в наиболее тонких зернах в большинстве остаются почти без изменения. Обломки песчаного размера и крупнее, за исключением чешуек биотита и хлорита, которые слегка гидротируются, остаются довольно свежими.

### 5.1.2.Группа фаций криогенного элювия (криоэлювий)

Группа фаций криогенного элювия (криоэлювий), в качестве криогенной формации элювиального ведущего генетического фактора в пределах Беларуси, была выделена Э.А. Левковым и А.В. Матвеевым (1973). Ранее эти отложения рассматривали как покровные отложения, покровный суглинок, покрывающий различные элементы рельефа в области плейстоценового оледенения. Следует отметить, что в стране изучению криоэлювия, учитывая, небольшую значимость в общем объеме четвертичных отложений, до сих пор уделялось и уделяется недостаточное внимание.

Криогенетические процессы происходили во внеледниковой зоне, где развитие имела многолетняя мерзлота. Своеобразие, сочетание и нередко сезонная периодичность криогенных явлений обусловленыналичием рыхлых и трещиноватых пород, степенью их промерзания и протаивания, континентальностью климата. Процессы криолито- и криомофогенеза проявляются в следующем: в различных криогенных текстурах, связанных с морозной сортировкой материала; с растрескиванием мерзлых отложений; в криогенном выветривании; в специфических типах осадков в виде эоловых алеврито-песчаных аккумуляций, лессовых и лессовидных покровов, делювиальных, солифлюкционных и других образований; в возникновении остаточно-полигональных, западинно-бугристых форм поверхности, бугристых типов мерзлотного (криогенного) рельефа пучения, например реликтового пинго (рис. 5.5); течения грунтов; текстурных изменений с нарушением первичного сложения и слоистости отложений; криотурбаций или инволюции и др. В формировании криоэлювиальных отложений, кроме криогенных процессов участвовали как зональные (климатические), так и

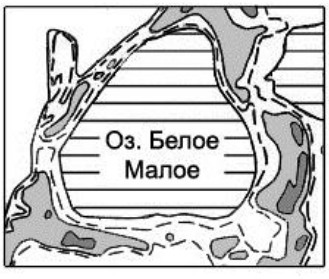



Рис. 5.5. Кольцевые валы, сложенные криоэлювием, вокруг реликтового пинго на Чашникской равнине

региональные факторы. Важнейшими региональными условиями являлись специфическое геологическое строение и рельеф территории. Значение имели колебания относительных высот. Формирование специфических форм рельефа и осадков чаще всего связано с речными поймами, осушенным дном приледниковых озер, зандрами.

Влияние криогенных факторов промерзания и льдовыделения, протаивания и исчезновения льда приводит к различным процессам объемного расширения и сжатия, клиновидных, просадочных и других смешений в отложениях преимущественного глинистого и алевритового состава при их обезвоживании, уплотнении, в результате вытаивания ледяных жил и замещения их вмещающими отложениями.

Грунтовые клиновидные жилы, при этом, могут образовываться под воздействием мерзлотно-иллювиальных и мерзлотно-суффозионных процессов.

Все многообразие криогенного диагенеза и криогенного выветривания криолитосферы проявляется в виде промерзания и оттаивания как ранее сформированного субстрата, так и в ходе накопления осадка. Процессы криогенного выветривания начинаются с момента первичного промерзания пород и обычно в наибольшей мере связываются с горизонтами сезонного промерзания и протаивания. Замерзание свободной воды в трещинах, расклинивающее действие льда в трещинах и порах, а также давление тонких водных пленок в микротрещинах приводит к процессам последовательного криогенного разрушения субстрата мерзлых трещиноватых пород и образованию обломков, щебня, крупного песка и конечного криопелитового элювиального материала.

Мелкоземистые криоэлювиальные отложения характеризуются крупной пористостью, призматической отдельностью, признаками облессования. Им также присущи различные деформации в виде течения, пучения, механической дифференциации. Криоэлювиальные накопления встречаются на возвышенных местах, в междуречьях, имеют мощность до 0,5-1,5 м и более и представлены, в зависимости от состава подстилающих пород, суглинистым, супесчаным и глинистым материалом разной степени раздробленности. Залегают они обычно в суглинистом заполнителе, в крупных мерзлотных клиновидных трещинах.

Важным свидетелем развития мерзлоты и возрастания сухости климата служит оскольчатость глин и суглинков. Встречаются как относительно крупные разновидности такой оскольчатости, в виде сетчатой или решетчатой криогенной текстур, так и тонкоплитчатые разновидности оскольчатости щебнисто-древянистого типа. Различные типы оскольчатости, как результат сезонных процессов промерзания и протаивания, можно наблюдать в отложениях стенок обнажений, в грунтах, в верхних частях осадочного покрова.Для криогенного диагенеза характерно промерзание и льдообразование различных по связанности отложений, у которых лед представляется аутигенным минералом в виде постоянной части формируемой вновь криогенной породы.

Вначале происходит примерзание, дегидратация (для тонкодисперсных осадков) или отжатие воды от фронта промерзания (для грубодисперсных осадков), с образованием криогенных текстур и внутриобъемным сжатием агрегатов скелета грунта. Затем возникают растягивающие напряжения, перекристаллизация льда, морозобойные трещины, ледяные клинья, криотурбации и инволюции (рис. 5.6).




Рис. 5.6. Криогенные элювиальные отложения под торфом, вовлеченные в криотурбации, в составе позднеледникового аллювия Немана, разрез Латыши (фото О.И. Зименкова)

Характерно, что даже в условиях пониженных температур происходит растворение пиритов, карбонатов и других минералов и пород. Процессы окисления могут приводить к образованию железистых, ярко окрашенных локальных накоплений. В районах вечной мерзлоты окисление сульфидов способствует деградации мерзлоты и появлению таликов.

Типичным выражением процессов промерзания-протаивания являются инволюции и разнообразные следы растрескивания и образования мерзлотных полигонов. Инволюции или криотурбации проявляются в осадочных отложениях в виде вертикальных, изредка горизонтальных, пластичных смещений грунта. Встречаются и хорошо прослеживаются такие генетические образования обычно в аллювиальных, флювиогляциальных и других слоистых аккумуляциях. Мощность таких инволюционных форм достигает 0,5-1,5 м.

Текстурные изменения, связанные с морозобойным растрескиванием, отмечаются как в сезоннопротаивающих, так и в многолетнемерзлых покровных отложениях. Виды и формы морозобойных проявлений самые различные. Типичными видами трещинных проявлений являются ледяные жилы, формирующиеся только в многолетнемерзлых породах и земляные или грунтовые жилы, которые могут формироваться как в многолетнемерзлых, так и в сезоннопротаивающих слоях. При деградации мерзлых толщ на месте ледяных и земляных жил формируются псевдоморфозы, заполненные

криогенным элювием. Наиболее часто они встречаются в пределах развития озерных, озерно-болотных, аллювиальных аккумуляций. Земляные жилы образуются в результате попадания, сноса и затекания минеральных частиц и растительных остатков в раскрытые трещины. В них нередко скапливаются лессовидные суглинки, илистые и гумусовые осадки, которые иногда подвергаются биогеохимическим изменениям. Криогенным грунтовым жилам часто свойственна вертикальная полосчатость, а иногда слоистость волнистого характера.

Криоэлювиальные образования покрывают тонким слоем моренные отложения, залегают на возвышенных участках, главным образом в верхних частях их склонов, участвуют в строении камов, озов, на лессовидных суглинках и аллювиальных накоплениях верхних надпойменных террас Днепра, Немана и других рек. В зависимости от особенностей подстилающих пород литологический состав криоэлювия представлен разнообразным набором отложений – от лессовидных супесей и суглинковдо песчаных и гравийно-галечных прослоев и линз, образовавшихся в результате воздействия многолетней мерзлоты в эпохи четвертичных оледенений. Общей их чертой является участие в текстурах, связанных с процессами мерзлотного выветривания. В соответствии с этим отложения криоэлювия разделяются на фацию покровных отложений и фацию заполнений морозобойных трещин.

**Фация криогенных покровных отложений.** Отложения этой фации распространены в перигляциальной зоне материковых ледников и залегают неглубоко от земной поверхности (рис. 5.7).

Занимая большую площадь, они имеют незначительную мощность. Обычно это рыхлые, различные по составу, маломощные осадочные отложениябывшей полосы многолетней мерзлоты, залегающие на водосборах, склонах и других элементах рельефа. Часто они имеют облик лессовидных отложений, преобразованных различными мерзлотными текстурами полигонального типа.

Помимо криогенных в их формировании принимали участие и другие геологические процессы, в том числе делювиальные, солифлюкционные. С глубиной отложенияпереходят в подстилающие породы либо выполняют мерзлотные котлы, клинья, морозобойные трещины.

**Фация заполнения морозобойных трещин.** Фация заполнений морозобойных трещинпредставлена клинообразными телами в породах разного генезиса и состава (в моренных отложениях, лессовидных породах, флювиогляциальных песках). На территории Беларуси морозобойные трещины являются реликтовыми образованиями, возникшими в перигляциальных условиях под воздействием сжатия верхних слоев при сильном зимнем охлаждении. В морозобойных трещинах, заполняемых водой, накапливались жильные льды в определенной пропорции с проникающими в трещину грунтами. Вещественный состав заполнений суглинистый или супесчаный, реже песчаный, текстура пятнисто-петельчатая

или комковатая. Глубинаклиньев обычно составляет 0,5–2 м, местами до 4–5 м, ширина в устье 0,3–1 м.

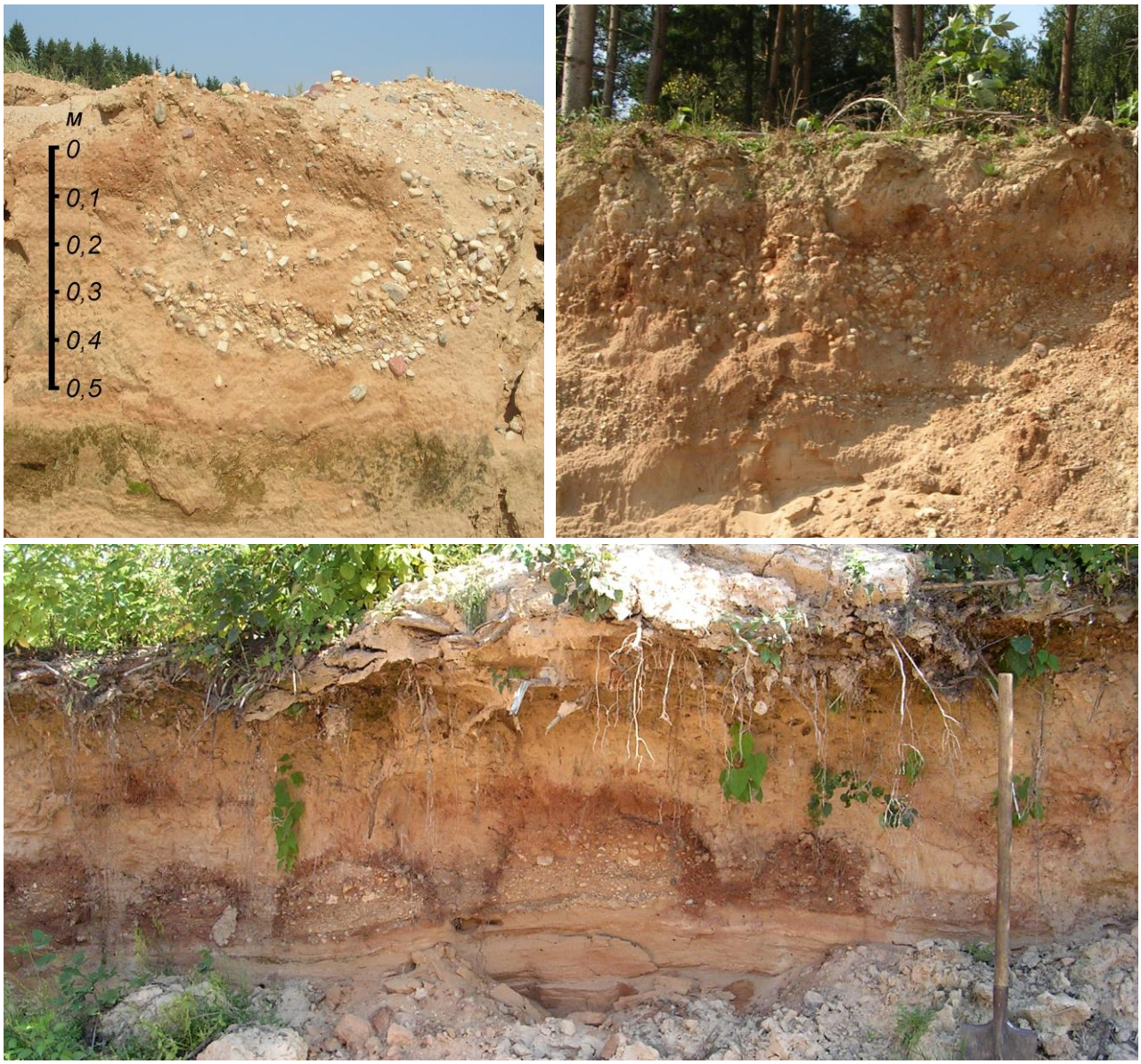



Рис. 5.7. Покровные криогенные отложения, облекающие различные формы рельефа на Островецкой площадке в Гродненской области.

Криогенное трещинообразование в перигляциальной зоне вело к формированию полигонально-блочного микрорельефа. Криогенный микрорельеф представлен 4–6-угольнымиполигонами разных размеров. Центральные части полигонов приподняты над обрамляющими их понижениями на несколько десятков сантиметров.

Такие перигляциальные образования возникали на участках развития влагонасыщенных грунтов в завершающую фазу оледенения. Таяние многолетнемерзлотных грунтов на склонах приводило к заполнению трещин грубым гравелистым материалом, заполняющим текстуры под названием «ледяные котлы», «ледяные клинья» и др. (рис. 5.8).



Рис. 5.8. Криогенные покровные отложения в виде ледниковых котлов и клиньев на Свянцянской гряде

## 5.2. Почвенные образования

Почва представляет собой специфический генетический тип отложений, относящийся к элювиальному парагенетическому ряду. Это естественно-историческое органо-минеральное тело, возникшее в результате

преобразования поверхности материнских горных пород литосферы под совместным воздействием растительности, живых и мертвых организмов, микроорганизмов, продуктов их деятельности и разложения, атмосферы, природных вод, климата и рельефа местности. Характерным свойством почв является ее плодородие. Почвенный покров образует особую биогеохимическую оболочку, которая покрывает преобладающую часть суши Земли, всю территорию Беларуси мощностью от нескольких сантиметров до 2-3 м.

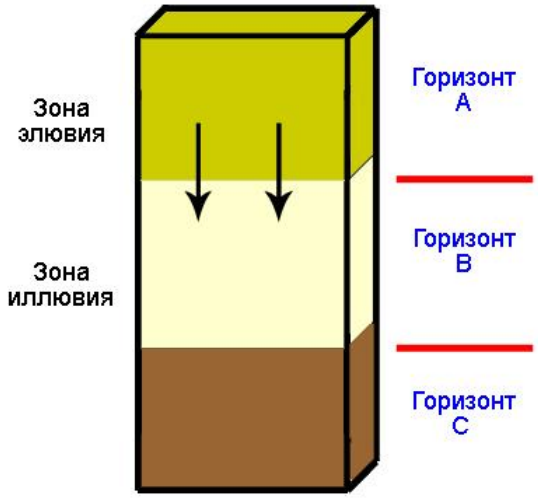



Рис. 5.9. Схематический почвенный профиль с зонами элювия и иллювия

Почвам свойственно закономерное строение вертикального профиля в виде почвенных горизонтов, которые принято обозначать буквенными символами А, В и С (рис. 5.9) с подразделениями их на подгоризонты. Изменение во времени условий и факторов почвообразования определяет формирование и соотношение зон элювия и иллювия. Различные сочетания природных компонентов (материнская порода, рельеф, климат, растительность, животный мир, увлажнение) и обуславливают значительное разнообразие почв и их мелкоконтурность даже на небольших площадях.

В геологии в качестве группы фаций можно рассматривать современные и погребенные почвы.

### 5.2.1.Группа фаций современных почв

В группе фаций современных почв преобладают дерново-подзолистые почвы. При подзолистом типе выветривания образуются почвенные органические кислоты, которые разлагают минералы, находящиеся в почве. Возникающие при этом продукты распада минералов выносятся из верхних слоев почвы в нижележащие горизонты в виде органических и минеральных коллоидов, истинных растворов. Из верхних почвенных горизонтов и подгоризонтов в нижние перемещаются соединения кальция, магния, железа, алюминия. Но остается кремнезем в виде кварца, который придает отложениям светло-серую или белесую окраску (цвет золы). Это и есть процесс оподзоливания.

Часто наблюдается неполный почвенный профиль, что связано с эрозионными явлениями (смывом). Например, в северной части Беларуси до 8% почв смыто. При этом уничтожены горизонт А и даже иногда В. Определенную специфику придает почвам сельскохозяйственная деятельность человека.

Вещественный состав современных почв в значительной мере определяется материнскими породами. Из специфических отличий почвенных горизонтов от исходных пород следует назвать их обогащение органическими и органо-минеральными соединениями, глинисто-железистыми агрегатами и некоторое изменение гранулометрического состава. Кроме того, происходит растворение, гидратация, хлоритизация, вермикулитизация и другие преобразования породообразующих минералов, коррозия кварца, полевых шпатов и других компонентов и т. п.

Важную роль в формировании современных почв Беларуси играет степень их увлажнения. По этому показателю почвы разделяются на автоморфные и гидроморфные (рис. 5.10). Подавляющее большинство почв республики являются автоморфными.




Рис. 5.10. Схема разделения почв лесной зоны на автоморфные и гидроморфные

Автоморфные почвы в течение вегетативного периода не бывают переувлажненными или находятся в состоянии полного насыщения влагой только непродолжительное время. К ним, по данным М.И. Смеяна (1983), относятся дерново-карбонатные почвы, бурые лесные почвы и дерново-подзолистые почвы. Гидроморфные почвы формируются под влиянием постоянного или продолжительного избыточного увлажнения. К гидроморфным относятся, в основном, торфяно-болотные почвы.

Посходности процессов, свойств и строения почвы Беларуси объединены В.С. Аношко (2009) в следующие основные типы: дерново-карбонатные почвы, дерново-подзолистые почвы, дерново-подзолистые заболоченные почвы, подзолистые заболоченные почвы, дерновые заболоченные почвы, дерново-карбонатные заболоченные почвы, аллювиальные (пойменные) почвы, торфяно-болотные почвы. Эти почвенные типы с геологической точки зрения соответствуют элементарным фациям.

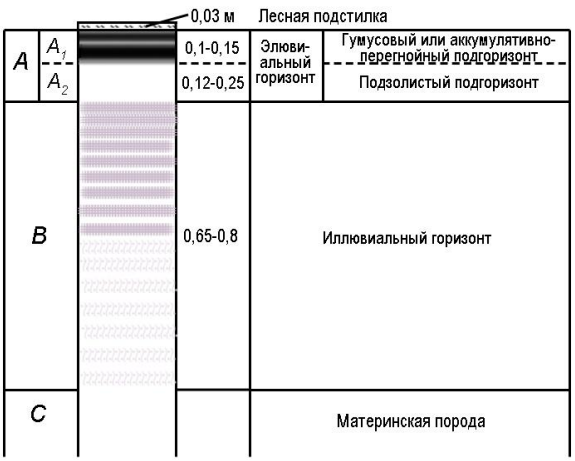



Рис. 5.11. Схематический профиль подзолистых почв

**Фация дерново-подзолистых почв.** Дерново-подзолистые почвы (рис. 5.11) размещаются на площади 5 млн. га, что составляет 76,4% обследованной площади (Энцыклапедыя.., 1983). Формируются на суглинках и глинах (41,5%), песках и супесях (56,1%). Содержание гумуса достигает 3,5%. Гумусовый горизонт

имеет светло-серый, а подзолистый горизонт беловатого или палевого цвета. Подзолисто-иллювиальный (переходный) горизонт имеет пестрые бурые и белесые цвета, мощность может изменяться довольно резко. Иллювиальный горизонт имеет темно-бурые или коричневые цвета, мощность достигает 1 м. Ниже залегает почвообразовательная материнская порода.

**Фация дерново-карбонатных почв.** Дерново-карбонатные почвы на территории Беларуси занимают 31 тыс га, или 0,2% обследованной площади (Энцыклапедыя.., 1983) и распространены небольшими пятнами и островками. Формируются на карбонатных породах. Вскипание начинается с поверхности или с глубины до 30 см. Имеют хорошо развитый перегнойный горизонт. Содержание гумуса 4-6%. Гумусовый горизонт мощностью 10-35 см темно-серого цвета, структура зернисто-комковатая или зернистая с включениями карбонатных пород. Нижняя часть горизонт А отличается более светлыми тонами и белесыми присыпками оподзаливания. Горизонт В является переходным к почвообразовательной материнской породе. Мощность до 40 см, цвет бурый, темно-бурый. Структура зернисто-комковатая.

**Фация дерново-подзолистых заболоченных почв.** Дерново-подзолистые заболоченные (болотно-подзолистые) и дерновые заболоченные почвы формируются в условиях грунтового или атмосферного переувлажнения на различных типах глинистых, суглинистых, супесчаных и песчаных пород. Размещаются на площади около 4 млн га (Энцыклапедыя.., 1983). Содержание гумуса колеблется от 2 до 10, в редких случаях до 25%. В зависимости от времени излишнего переувлажнения в течение года выделяется несколько подтипов почв, в том числе развитие на тяжелых и легких песчаных породах (поверхностно-слабо-глеевые, временно переувлажненные, глееватые и глеевые).

**Фация торфяно-болотных почв.** Торфяно-болотные почвы развиваются при продолжительном избыточном увлажнении атмосферными и грунтовыми водами в условиях болотного почвообразующего процесса. Отпечаток на эти почвы оказывают условия водного питания, мощность торфа, его ботанический состав и подстилающие минеральные отложения. В Беларуси торфяно-болотные почвы занимают 2,9 млн. га или 14,1% территории. Наиболее распространены в Брестской, Минской и Гомельской областях. В Белорусском Полесье их около 90% (Энцыклапедыя.., 1983).

**Фация пойменных почв.** Пойменные почвы в пределах страны распространены на площади 762,6 тыс га и формируются на аллювиальных отложениях в пределах пойм рек. Содержание гумуса колеблется значительно (от 1-1,5 до 15%). Мощность гумусового горизонта может достигать 30-50 см. Почвенный профиль некоторых почвенных подтипов слабо дифференцирован и обычно прослеживается в виде микрослоистости. В зависимости от условий размещения на различных частях пойм и увлажнения связанного с периодичностью и временем затопления пойм формируются различные подтипы пойменных почв. На повышениях и гривах пойменные почвы имеют явственную дифференциацию слоев. Содержание гумуса 2-4%. Нижняячасть

таких почв обычно оподзолена и оглеена. Почвы, сформировавшиеся в условиях устойчивого преувлажнения, представлены дерново-глееватыми (затапливаются ежегодно на 20-50 дней при уровне грунтовых вод 0,8-1,2 м) и дерново-глеистыми (ежегодно затапливаются на 40-60 дней при уровне грунтовых вод 0,4-0,8 м) разностями.

### 5.2.2. Группа фаций погребенных почв

Группа фаций погребенных (ископаемых) почв представляет собой древние почвы, встречающиеся среди плейстоценовых, особенно лессовых отложений (см. рис. 5.1). Они являются свидетелями эволюции жизни и биосферы Земли, важнейшим документом геологического развития и особенно перерывов в накоплении отложений некоторых генетических типов. Погребенные почвы чаще попадаются среди голоценовых аллювиальных и склоновых отложений. Их можно встретить также в составе поозерских лессов и лессовидных супесей. Южнее, в перигляциальной полосе погребенные почвы являются составной частью четвертичной толщи, представленной лессово-почвенной формацией Восточно-Европейской равнины (Лессово-почвенная формация…, 1997). В более древних отложениях четвертичной толщи Беларуси, сложенной, в основном, отложениями ледниковой формации, погребенные почвы чрезвычайно редки. К тому же погребенные почвыдиагностируются с трудом из-за недолговечности многих свойств почв и их тенденции к изменению, а также из-за сходства некоторых почв с подстилающими и перекрывающими отложениями. В плейстоцене почвообразование протекало под влиянием тех же процессов, что и в настоящее время. Однако факторы и условия почвообразования в плейстоцене не оставались постоянными. Изменения климата в плейстоценеоказывало большое влияние на процессы почвообразования. А периодические надвиги ледниковых покровов, сопровождаемые эрозией и размывом, приводили к почти полному уничтожению почвенных покровов.

Нормальные (эпигенетические) почвенные покровы формировались только в межледниковые, межстадиальные и послеледниковые эпохи. При сравнении отдельных горизонтов сложных погребенных почв, необходимо учитывать, что почвообразующая порода отдельных слоев профиля может иметь разный состав. Незначительное количество гумуса в ископаемых почвах объясняется деградацией органики в период диагенеза породы, за счет окисления, разложения и преобразования его в другие формы. В гумусе погребенных почв наиболее устойчивыми компонентами являются темноцветные гумины. В ископаемых почвах гумусовый горизонт имеет наибольшую окраску в средней его части, на некоторой глубине от поверхности. Как правило, количество гумуса ($C_{орг.}$) в погребенных почвах редко превышает 1-1,2, обычно не более 1,5-2,0% даже в гумусовых горизонтах, несмотря на темную окраску горизонта, однако, распределение его по профилю почв остается без изменения (Морозова, 1975). Считается, что существенное уменьшение гумуса в ископаемых почвах происходит за

период в несколько тысяч лет после перехода почвы в погребенное состояние. В дальнейшем содержание органического вещества в почвах близких характеристик, погребенных 15, 100 или 300 тысяч лет назад, не показывают зависимости содержания органического вещества от времени их погребения (Добродеев, 1973).

Другими существенными признаками погребенных почв, кроме наличия гумуса и почвенно-генетического профиля, следует считать частое присутствие горизонта выщелачивания и иллювиального горизонта, обогащенных гидратами полуторных окислов железа и алюминия, древних кротовин, заполненных гумусированным суглинком глеевых горизонтов, отпечатки, а также сами корни растений, неясную слоистость, комковатую структуру, железисто-марганцовистые примазки и бобовины.

Поверхность ископаемых почв часто определяется условно, так как почва постепенно переходит в покрывающиеотложения. Нередко почва может расщепляться на несколько горизонтов. На склонах ископаемые почвы нередко заходят в вышележащую породу в виде обращенных кверху клиньев или языков.

В ископаемой почве Приднепровье близ Орши (Санько и др., 1980) значительно увеличиваются глинистые частицы (до 58%). Процесс почвообразования привел к естественному увеличению содержания полуторных окислов и уменьшению содержания кремнекислоты. Ископаемая почва содержит максимум (0,35%) гумуса, полуторных окислов, а, следовательно, и самые высокие значения емкости поглощения по сравнению с нижним и верхним лессом. Для щелочноземельных элементов почвы характерен вынос кальция и вместе с тем незначительная миграционная подвижность магния. Определения показали, что кальций в почве находится в активной форме. В этой ископаемой почве содержится в довольно большом количестве (22-53%) пыльца карликовой березки *Betula* sect. *Nanae*, типичного растения перигляциальных эпох. Можно предположить, что формирование почвы протекало в период распространения многолетней мерзлоты. Подтверждает это и текстуры мерзлотного происхождения, рассекающие почву на отдельные полигоны. В погребенной (брянской) почве разреза Приднепровье присутствуют раковины наземных и пресноводных моллюсков. Наличие в ископаемой почвенной фауне пресноводных видов указывает на гидроморфные условия почвообразования. Наряду с типичными перигляиальными видами в малакофауне встречен и представитель умеренно гумидного климата *Arianta arbustorum* (Linnaeus), который предполагает существование частично затенённых сред. В отличие от детально, разработанной классификации современных почв генетическая классификация погребенных (ископаемых) почвенных разновидностей отличается схематичностью. В настоящее время более или менее определенно выделяется ряд типов погребенных почв (Веклич, 1961; Величко, 1961; Кригер, 1965).

**Фации подзолистых почв.** Фации ископаемых подзолистых почв характеризуются близостью внешнего вида к подзолистым современным

почвам и имеют элювиальный и ортштейновый иллювиальный горизонты. Довольно часто материнской породой этих почв являются аллювиально-делювиальные пески. Мощность гумусового прослоя довольно значительна и может достигать 0,4-0,7м.

**Фации луговых почв.** Ископаемые фации луговых и других гидроморфных почв прослеживаются в виде небольших торфянисто-глеевых и гумусовых прослоев зернистой структуры со слабо дифференцированным почвенным профилем. В основании почвенного горизонта иногда отмечаются признаки оглеения, скопления окисного железа в виде бобовин, примазок, выделения извести в порошкообразном виде, кристаллы гипса. Встречаются такие ископаемые почвы в составе аллювиальных и склоновых отложений, среди лессов и в местах, где местность была сильно заболочена.

**Фации безгумусовых тундровых почв.** Ископаемые фации безгумусовых тундровых почв характеризуются довольно хорошо проявляющимися следами криотурбаций.

# Глава 6. **ГРАВИТАЦИОННЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД**

Основными факторами склоновых процессов и формирования склоновых аккумуляций являются гравитационная энергия, своеобразие механизма накопления, в том числе скорость переноса. Силами, воздействующим на склон, являются:

1) перепады относительных высот рельефа;
2) литологический состав пород слагающих склоны;
3) климатические условия, определяющие температурные временные, в том числе резкие изменения, влияющие на физическое разрушение, промерзание и оттаивание пород, морозное вспучивание;
4) особенности растительного покрова;
5) экспозиция склонов, горизонтальное и вертикальное расчленение рельефа, неровность поверхности;
6) гидрогеологические условия, в том числе близость и инфильтрация грунтовых вод, направление падения уровня грунтовых вод, родники на склонах, способность пластического или флюидального течения насыщенных влагой или водой масс;
7) дождевые и снеговые воды;
8) давление, создаваемое внешними факторами, в том числе строительством, выпасом скота.

Роль силы тяжести, в сочетании с другими тесно связанными друг с другом разнородными геологическими процессами, воздействующими на перемещение осадочных масс по склону, в зависимости от геоморфологических особенностей, может возрастать или уменьшаться. Особую роль имеют крутизна, длина и форма склона. Разделение склонов по форме поперечного профиля предусматривает тесную связь между морфологией склона и происходящими в их пределах литодинамическими процессами (рис. 6.1).

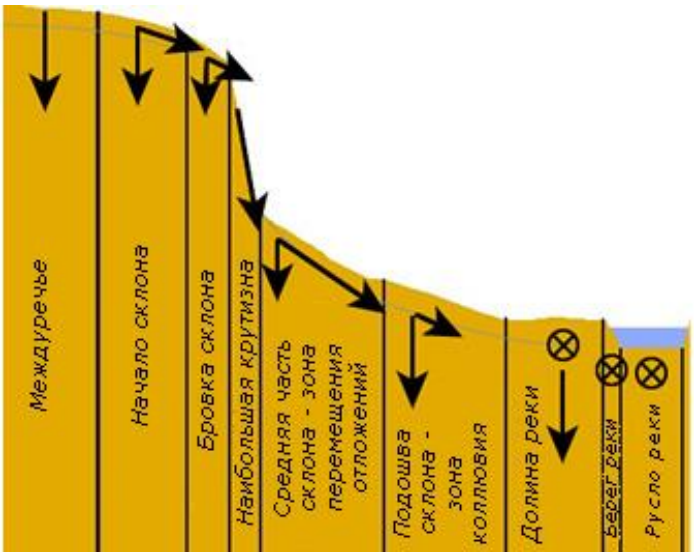



Рис. 6.1. Модель склона (стрелками показано направление и интенсивность силы тяжести)

Склон считается прямолинейным, если общая амплитуда его угла наклона не превышает 3°. Вогнутая и выпуклая формы поперечного профиля склоновых сегментов определяет их или постепенное выполаживание в результате выравнивания сверху, или отступание в результате выравнивания нижних частей склона. При этом один и тот же механизм развития может проявляться на различных элементах одного и того же склона (Воскресенский, 1971). Вогнуто-

выпуклый склон считается типичным для оползневых склонов, а выпукло-вогнутый часто рассматривается в качестве равновесного склона и как характерный тип склонов умеренно-гумидных областей. В рельефе встречаются и другие морфологические разновидности склонов (рис. 6.2).

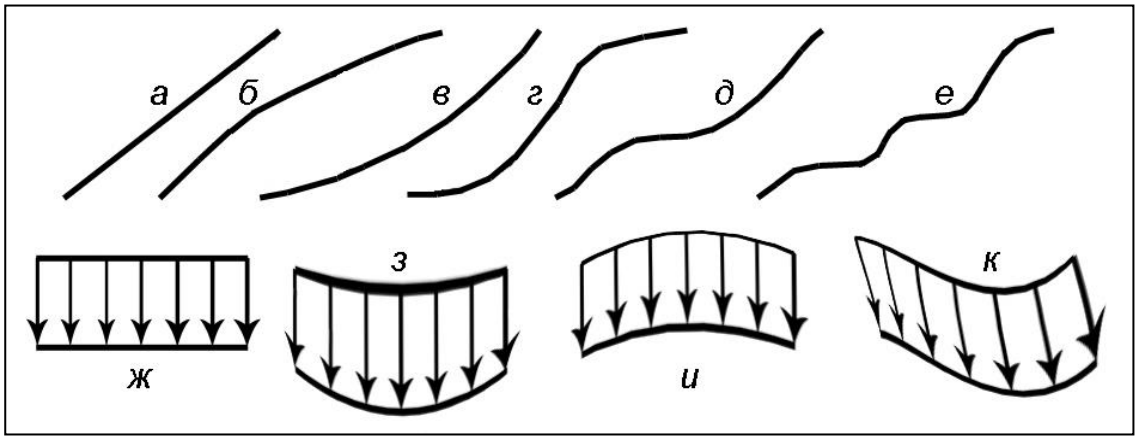



Рис. 6.2. Классификация склонов по их морфологии в профиле и в плане (Спиридонов, 1970):
а-е – склоны в профиле (а – прямые, б – выпуклые, в – вогнутые, г – выпукло-вогнутые, д – вогнуто-выпуклые, е – ступенчатые), ж-к – склоны в плане (ж – прямолинейные, з – выпуклые, и – вогнутые, к – извилистые)

Перемещение горных масс по склону образует непрерывный ряд от быстрого сноса или даже обваливания до медленного оползания и смыва. Непрерывность склоновых процессов чрезвычайно усложняет классификации дифференциации движения. На развитие склонов и генезис склоновых отложений, установление причин и способов перемещения обломочного материала, литологических особенностей образуемых при этом отложений и связанных с ними форм и элементов рельефа существует столько точек зрения, сколько исследователей изучает эти вопросы.

Склоновые процессы, особенности строения склоновых образований, условия определяющие формирование склонов прямым образом влияют на генетические различия склоновых отложений, имеют значение при поисках полезных ископаемых, играют важную роль для целей инженерного строительства, а также различных противоэрозионных мероприятий.

Горизонтальное расчленение определяется как соотношение суммарной длины речной и долинно-ложбинной сети к площади 1 км$^2$ и характеризует расчленение рельефа на площади по горизонтали, выражается в км/км$^2$. Участки с наибольшим горизонтальным расчленением рельфа расположены в районе Витебской конечно-моренной возвышенности, Полоцкой озерно-ледниковой равнине, Верхненеманской озерно-аллювиально-зандровой равнине (рис. 6.3). В Белорусском Полесье горизонтальное расчленение характеризуется наибольшими показателями в районе г. Мозыря и г. Петрикова (1,5 км/км$^2$), и приурочены к Мозырьской конечно-моренной возвышенности с прилегающей флювиогляциальной равниной.

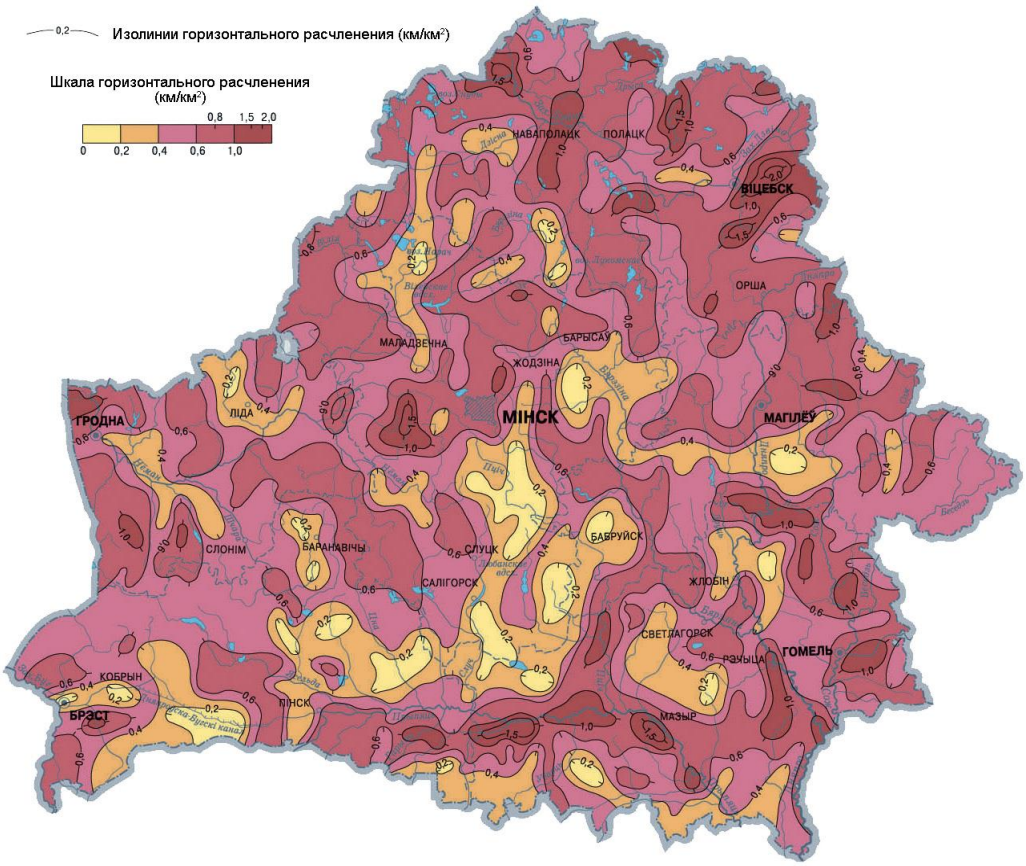



Рис. 6.3. Горизонтальное расчленение рельефа территории Беларуси (Нац. атлас…, 2002)

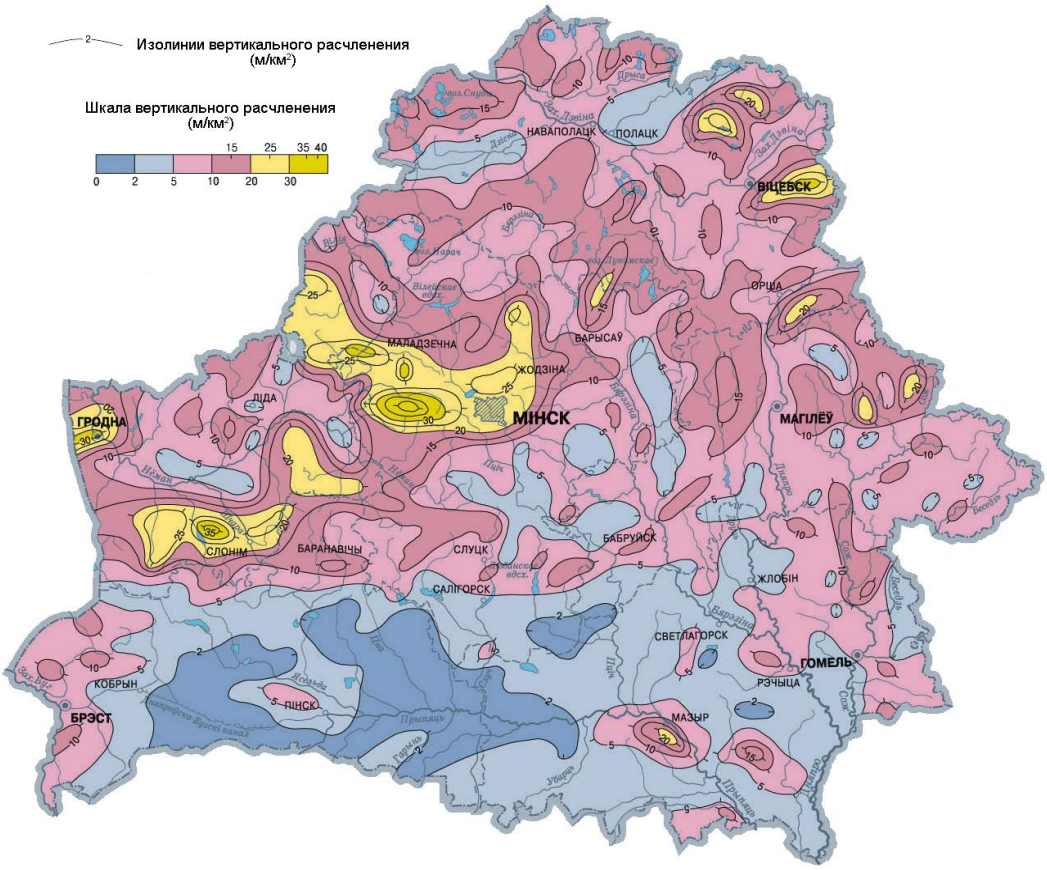



Рис. 6.4. Вертикальное расчленение рельефа территории Беларуси (Нац. атлас…, 2002)

Минимальные значения (0,2-0,4 км/км$^2$) отмечены в Белорусском Полесье, на участках зандрово-озерно-аллювиальной равнины Брестского Полесья, Озаричской водно-ледниковой равнины, озерно-аллювиальных и аллювиальных равнинах Припятского Полесья.

Векртикальное расчленение определяется как разница самой высокой и самой низкой абсолютных отметок (амплитуда) на площади 1 км$^2$ и характеризует расчлененность рельефа по вертикали, выражается в м/км$^2$. Участки с наибольшим вертикальным расчленением рельфа расположены преимущественно в центральной и западной части Белорусской гряды (рис. 6.4). Максимальные значения вертикального расчленения рельефа (более 30 м/км$^2$) отмечены в районе г. Гродно, приуроченного к Гродненской конечно-моренной возвышенности, г. Слонима и г. Волковыска (25-35 м/км$^2$), приуроченным к Волковыской и Слонимской конечно-моренным возвышенностям, а также г. Воложина (более 30 м/км$^2$), расположенного в пределах Верхненеманской озерно-аллювиально-зандровой равнины. В Белорусском Поозерье наибольшее вертикальное расчленение рельефа отмечено в районе г. Витебска (более 25 м/км$^2$), приуроченного к Витебской конечно-моренной возвышенности.

Территории с незначительным вертикальным расчленением рельефа расположены в Белорусском Полесье (2-5 м/км$^2$), они приурочены к озерно-аллювиальным и аллювиальным равнинам Припятского Полесья.

По крутизне склоны подразделяются на: слабопологие (1-3°), пологие (5-7°), покатые (7-10) крутые (10-15°), очень крутые (15-20°). На территории Беларуси преобладают слабопологие и пологие склоны, которые занимают, в основном, южную часть страны (рис. 6.5). Покатые склоны чаще попадаются на возвышенностях Белорусской гряды и в краевой зоне Белорусского Поозерья. Крутые и очень крутые склоны имеют только отдельные, самые высокие гряды, возвышенности, а также часть озов, камов и звонцев. В эту группу относятся также склоны крупных речных долин и террас. Крутизна склонов определяется в значительной мере возрастом рельефа. Закономерность здесь такая: чем древнее комплекс ледникового рельефа, тем меньше средняя крутизна его склонов. В связи с этим в зоне днепровской стадии припятского оледенения крутизна склонов минимальная. Н.А. Махнач (2009) приводит данные, согласно которым изначальная высота склонов (гряд и холмов) понизилась на 12,6 м в зоне днепровской стадии припятского оледенения, на 6,9 м в области его сожской стадии и на 2,6 м на площади распространения поозерского ледника. На склонах с крутизной 10° линейные скорости движения рыхлых масс существенно возрастает, при этом соответственно возрастают и скорость транспортировки материала.

На территории Беларуси на склоны приходится около 50% распаханных земель. По длине склоны на территории Беларуси делятся на короткие (до 100 м), средние (100-200 м), длинные (более 500 м). Длинные склоны встречаются довольно редко и только в средней части страны, в основном, на возвышенностях Белорусской гряды (рис. 6.6).

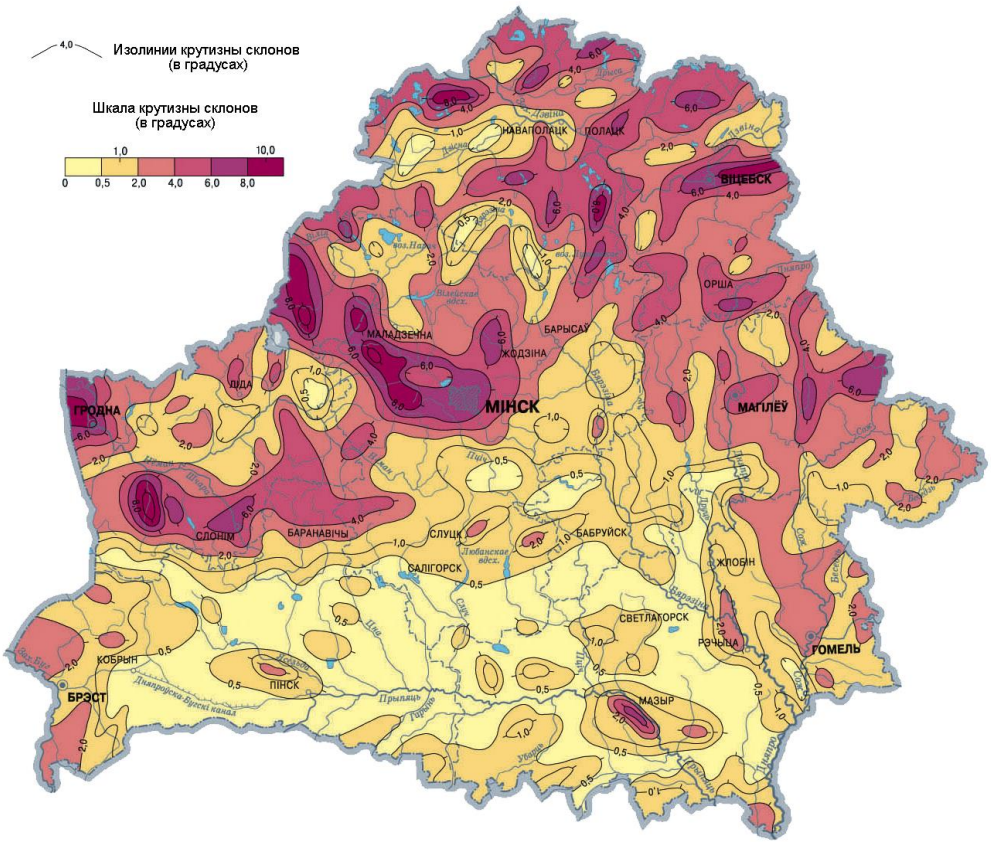



Рис. 6.5. Крутизна склонов рельефа территории Беларуси (Нац. атлас…, 2002)

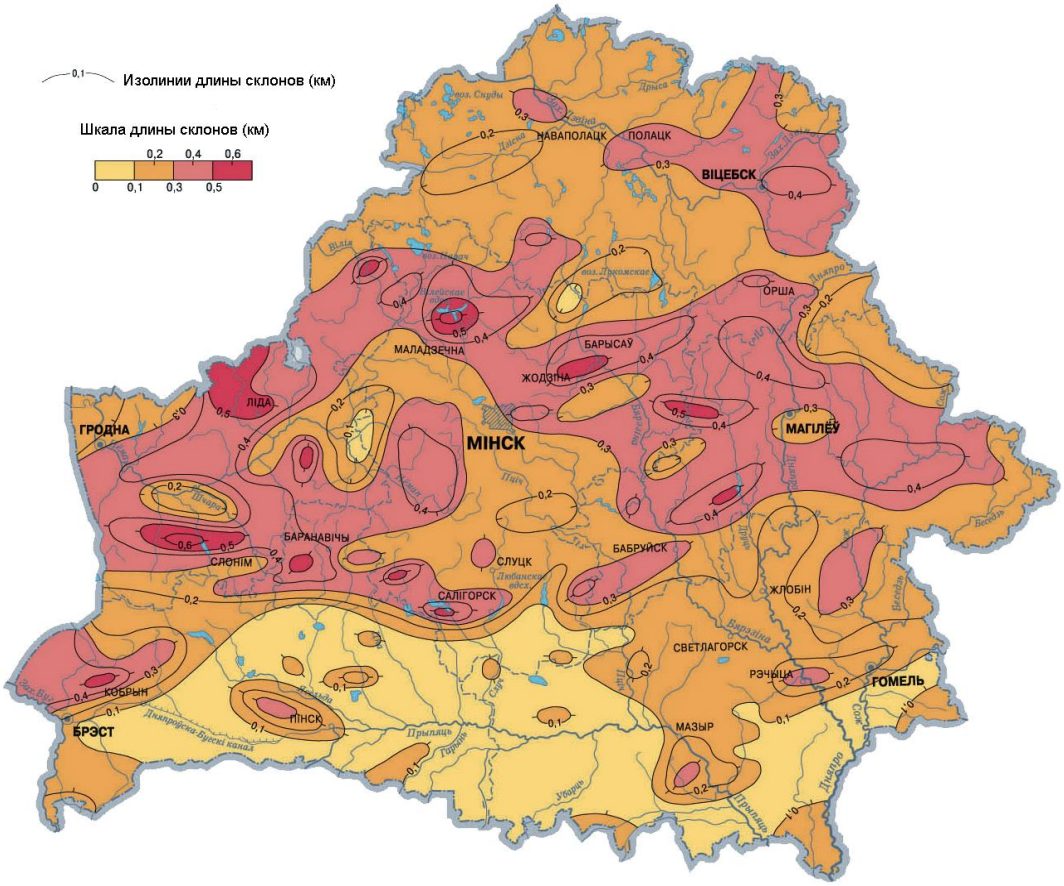



Рис. 6.6. Длина склонов рельефа территории Беларуси (Нац. атлас…, 2002)

Преобладают же склоны средней длины. Они развиты почти повсеместно, за исключением Полесской низменности, в которой длина склонов, как правило, не превышает 100 м.

Отложения, в основе которых лежат процессы формирования под действием силы тяжести, преимущественно без участия других геолого-генетических факторов (текучая вода, лед, снег, ветер), залегающие на склонах и у их подножий, относятся к гравитационным. С.С. Воскресенский (1971) подчеркивал, что 70-80% суши Земли заняты склонами, подвергшимися преобразованиям под воздействием силы тяжести, а не тектоники, рек, ледников, озер, ветра и др. Площади, занятые склоновыми отложениями на равнинных территориях, приближаются к 30-40% (Соловьев, Хотина, 1988).

Установлено, что значительные площади склонов практически всегда подвержены денудации прерывистого характера или другим разнообразным склоновым процессом, проявляющихся в виде обваливания осыпания, оползания, оплывания, оседания и др. Характерной чертой таких процессов является массовый снос рыхлого материала вниз по склону на небольшие расстояния. Исключение составляют пологие склоны с наклоном до 1,0-1,5°, у которых, даже в случае их значительной длины, переноса материала практически не происходит или составляют совершенно незначительные объемы мощностью всегда до 0,2-0,5 м (Матвеев, 1983). Установлено также, что величинысноса материала с распаханной поверхности крутизной 5-10° колеблются в пределах 5-10 тонн с 1 га в год (Воскресенский, 1971). Мощность склоновых аккумуляций одновозрастных генетических категорий ледникового рельефана территории Беларуси, в основном, определяется крутизной и длиной склона. Мощность таких отложений для разновозрастных зон развития ледникового рельефа имеют небольшие различия. В среднем для склонов поозерского, сожского и днепровского возраста они соответственно составляют 124±19 см, 105±20 см и 131±27 см (Махнач, 1994). По данным А.В. Матвеева (1983) склоновые, преимущественно солифлюкционные и делювиальные образования, могут достигать 2-2,5 м мощности.

На основе средних максимальных углов наклона склонов рельефа Н.А. Махначом (Махнач, 1994) была построена карта-схема распределения мощностей склоновых аккумуляций страны (рис. 6.7). Предлагаемая карта-схема отражает накопленные сведения по склоновым аккумуляциям за исключением площадей, не подвергшихся воздействию молодых линейно-эрозионных процессов.

Падение или обваливание представляет собой почти мгновенное и обычно однократное смещение массы пород с крутого склона. Осыпание развивается на склонах с крутизной более 30-34°, при этом предельный угол естественного откоса осыпающейся как породы грубообломочной, так и мелкоземистой кассы обычно составляет 32-34°, изредка до 40°. Оплывание типично для песчано-алевритовых и песчано-глинистых пластичных отложений, насыщенных водой. Нередко оплывание происходит при

отсутствии хорошо различаемых поверхностей скольжения, как правило, не выходит за пределы породивших их склонов.

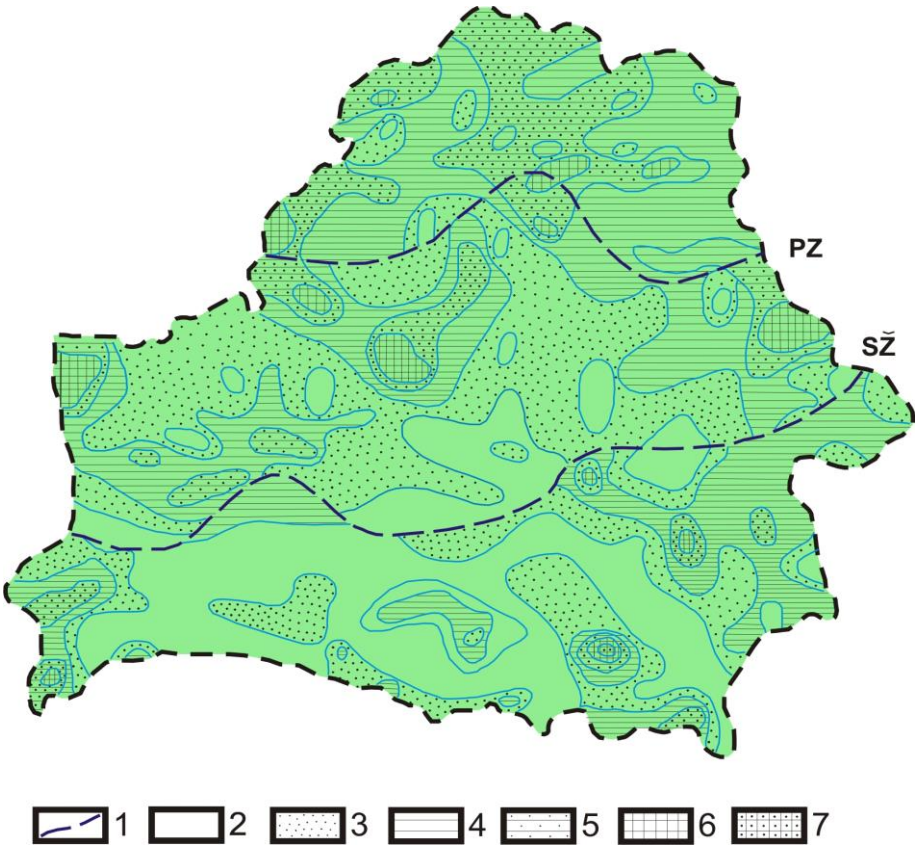



Рис. 6.7. Карта-схема мощностей склоновых шлейфов Беларуси (Махнач,1994):
1 – границы оледенений; 2 – площади отсутствия склоновых отложений; мощности склоновых шлейфов: 3 – 0–70 см; 4 – 70–140 см; 5 – 140–180 см; 6 – 180–230 см; 7 – более 230 см

К гравитационному парагенетическому ряду относитколлювиальный (обвалы и осыпи), деляпсивный (оползни), солифюкционный (течение вязкого материала в виде грязевого потока, пластическое течение грунта без базального отрыва и с базальным отрывом).

### 6.1. Коллювиальный тип отложений

Коллювиальный генетический тип отложений (от лат. *colluvio* – скопление) в виде обвалов и осыпей формируется в условиях значительного уклона поверхности, когда обломки и другие рыхлые обломочные массы под воздействием гравитационных сил сваливаются, смещаются или осыпаются вниз. Условием смещения является их неустойчивое положение на склонах, крутизна которых больше угла естественного уклона, обычно выше 35-43°. Размер и местоположение коллювиальных отложений зависят, главным образом, от характера пород и степени их выветрелости. Наиболее обычными причинами обвалов и осыпей, выводимые из состояния временного равновесия являются такие факторы как трещиноватость пород, условия

залегания слоев на склоне, замерзание и оттаивание, сильные дожди гидрометеорологические явления (табл. 6.1), деятельность человека, землетрясения и др.

Таблица 6.1

Роль гидрометеорологических факторов в возникновении обвалов

| **Гидрометеорологические факторы** | **Количество обвалов, %** |
|---|---|
| Дожди, туманы, интенсивная конденсация воды в грунтах | 53 |
| Весеннее протаивание грунтов | 31 |
| Отрицательные температуры воздуха и грунтов | 9 |
| Положительные температуры, отсутствие дождей | 3 |

Обвалы проявляются в виде мгновенного обрушения со склонов больших объемов крупных глыб или блоков породы. Наиболее характерными видами обвалов являются прямолинейные, клинообразные, плитные, нередко они бывают бесформенными и массивными. Такой материал характеризуется уплотнённостью, он лишен механической сортировки обломков. Типичные обвалы происходят на склонах с крутизной 60-65º.

Осыпи формируются в течение более длительного времени. Им присуще выраженная дифференциация обломков вдоль склона по крупности, а нередко и по вертикальному разрезу отложений слагающих осыпь. В зависимости от литологического состава и крупности обломочного материала, слагающего осыпь, величина угла естественного откоса постепенно меняется.

Коллювиальные обвальные и осыпные отложения имеют ограниченное распространение на территории Беларуси. Встречаются у подножий склонов речных долин и врезающихся террас, карьеров и оврагов, реже возвышенностей и гряд. Для их образования необходимы перепады относительных превышений и общая высота склона, а также наличие уплощенной поверхности у его подножия. В зависимости от скорости накапливания отложений выделяются обвальный коллювий (дерупций, от лат. *deruptus* – крутой) и осыпной коллювий (десперсий, от латю *desperso* – сыпаться).

### 6.1.1. Группа фаций обвального коллювия (дерупция)

Группа фаций обвального коллювия (дерупция) на территории Беларуси имеет локальное распространение и представляет собой скопление блоков несортированного материала моренных глин, суглинков, супесей, лессовидных и других отложений, обвалы и разрушения которых приурочены к бортам оврагов, склонам долин подмываемым водными потоками, подземными водами, к абрадируемым береговым уступам озер и водохранилищ. Нередко на речных склонах долин такие образования прослеживаются в виде террасированных обвальных шлейфов, довольно

часто обвалы отмечаются в выемках дорог, в стенках водохраналищ, карьеров, шахтах, других искусственных выемках.




Рис. 6.8. Несортированный материал (дерупций), накопившийся в результате обвала при прокладке трубопровода в микрорайоне Малиновка (г. Минск)

Обвалившиеся массы представляют собой неслоистые массы, дифференциации материала почти нет. При обвалах происходит свободное мгновенное падение блоков, глыб, щебня. Обвалившиеся массы пород имеют вид бугров и холмов, беспорядочно залегающих вдоль склонов, стенки склонов приобретают различные выемки и ниши (рис. 6.8). Гравитационное обваливание происходит, когда углы склонов превышают углы естественного откоса (всегда более 35-43°).

### 6.1.2. Группа фаций осыпного коллювия (десперсия)

Группа фаций осыпного коллювия также не имеет широкого распространения на территории Беларуси. Встречается преимущественно по берегам рек и озер в видеосыпающихся коренных склонов или уступов террас, а также на бортах искусственных выемок (рис. 6.9). Наибольшая доля материала осыпается и скатывается в дождь и периоды таяния снега.

При длительном процессе в нижней части склона осыпание прекращается, происходит выполаживание, от основания и вверх начинает расти аккумулятивный склон, бровка сглаживается. В отличие от обвальных отложений в разрезе шлейфов и конусов осыпного коллювия намечается незначительная сортированность материала, наблюдается накопление более крупных обломков в основании и уменьшение их количества и размеров вверх по склону. В узких речных долинах мощность осыпных отложений составляет несколько метров, в случае, когда осыпь упирается в широкую пойму или надпойменную террасу, мощность осыпи может достигать нескольких десятков, метров. Осыпи обычно обладают хорошими фильтрационными свойствами.



Рис. 6.9. Песчаная осыпь (десперсий) в подошве искусственной выемки (Дружба, Минск)

Для них характерно отсутствие поверхностного стока и следов эрозионного размыва. Атмосферные осадки довольно свободно фильтруются в осыпные отложения, вследствие чего в основании осыпей после интенсивных дождей могут появляться небольшие родники. Верхняя часть осыпи имеет наиболее крутые уклоны, как правило, более 35°. Нижняя часть осыпи представляет собой аккумуляцию осыпавшегося материала, как в виде единичных конусов, так и целых шлейфов со слившимися несколькими конусами. У нее довольно ровный нижний край. Иногда довольно крупные обломки отмечаются внизу осыпи. Это связано с тем, что более крупные обломки, обладающие большей энергией, могут ссыпаться по самой осыпидальше вниз к подножию. Сама осыпь может иногда приобретать грубую линзовидную слоистость. Промежутки между обломками обычно впоследствии заполняются песчаным и алевритовым делювиальным материалом. При достижении крутизны 15-20° происходит выполаживание, в самом низу наклон склонов не превышает 12-15°.

## 6.2. Оползневой тип отложений

Оползневые или деляпсивные образования в виде сползших вниз коренных отложений склона с нормальным или близким к нормальному стратиграфическим залеганиям слоев, представляют собой своеобразный генетический тип отложений гравитационного парагенетического ряда (рис. 6.10). Термин оползень обычно означает движение вниз по склону рыхлых и других пород, которое происходит, в основном, под действием силы тяжести в результате

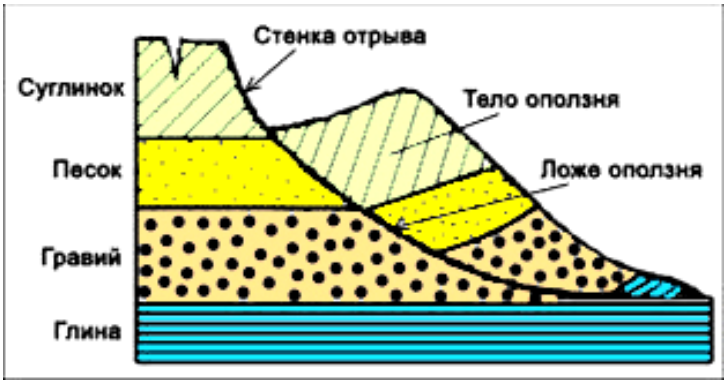



Рис. 6.10. Оползень

образования трещин отрыва на границах движущейся массы. Оползание масс является реакцией на приложение сдвиговых напряжений. Оно характерно для рыхлых слабосцементированных, в основном, песчано-глинистых отложений, потерявших свою устойчивость и силу сцепления на коренных породах, когда с возрастанием веса рыхлого материала или коренных пород, воздействия силы тяжести, в результате смачивания поверхностей отрыва грунтовыми водами происходит смещение блоков породы вниз по склону. Известно, что около 80% современных оползней в той или иной степени связано с хозяйственной деятельностью человека, при этом начало многих оползневых процессов нередко дает нагрузка, обусловленная различными видами строительства. К оползневым подвижкам относят одновременное смещение вниз по склону части массива горных пород.

По условиям формирования встречаются самые разнообразные оползни. Различают: абразивные оползни, вызванные размывающей деятельностью озер и водохранилищ; эрозионные оползни, возникающие под влиянием донной и боковой эрозии рек; оползни, образующиеся в результате геологической деятельности инфильтрующихся атмосферных осадков и подземных вод; антропогенные оползни, обусловленные изменением конфигурации склонов в результате рытья котловин, траншей, поверхностного выдувания, искусственной подрезки, толчков и др.

Оползни редко отмечаются на склонах крутизной менее 10-12º. Даже при уклоне 15° оползание происходит при благоприятных пластично-геологических и гидрогеологических условиях. Чаще всего, смещение блоков породы происходит на склонах с уклонами от 15 до 35º по пологим вогнутым поверхностям, когда в основании оползневого склона залегают водоупорные пласты. Оползни обычно движутся довольно быстро, от 0,3 м в 5 лет до 3 м в секунду (Брандсден, 1981). Оползание материала происходит, в основном, по отдельным поверхностям отрыва, по выраженным трещинами и расщелинам, иногда это связано с процессами выветривания нижезалегающих слоев, состоянием грунтовых вод.

Оползневые образования в рельефе морфологически довольно хорошо выражены, сравнительно легко выявляются и обычно имеет вид беспорядочно разбросанных бугров или бугристости в основании склона. Оползни часто прослеживаются в виде террасовидных уступов, особенно с обратным уклоном и характерны для свежих стенок отрыва. Признаком оползневых процессов являются бугристые нагромождения на дне долины.

Существует довольно много генетических классификаций оползней. Среди основных типов оползневых перемещений рыхлого материала и коренных пород выделяют: 1) оползни-обвалы, при которых перемещаются плотные верхние горизонты в результате течения пластичных подстилающих пород или подмыва основания уступа, смещение пород происходит блоками иди послойно; 2) собственно оползание тонкого поверхностного слоя или ротационное оползание больших масс; 3) течение грунта, перешедшего в пластичное состояние при увлажнении; 4) течение разжиженного грунта. Довольно часто в классификационных схемах оползней отмечаются оползни

скольжения (блоковые или сдвига), оползни выдавливания (структурно-пластические или блоковые), оползни течения (пластического, вязкопластического или вязко течения), оползни, связанные с суффозионными процессами в результате обрушения суффозионных ниш.

Нами предложено выделение группы фаций структурных оползней или блоков оползания и группы фаций пластических оползней или течения масс, которые представляют собой нормальные или истинные оползни.

### 6.2.1. Группа фаций структурных оползней

Структурные оползни скольжения блокового и сдвигового типа, а также оползни выдавливания представляют собой смененные вниз по склону блоки пород различного объема. Срезающие или скалывающие оползни образуются в результате скольжения по ослабленным поверхностям и зонам (трещинам, контактам, слоям и др.), как залегающих несогласно с направлением и крутизной склонов (асеквентные и инсеквентные), так и залегавшими согласно с направлением и крутизной склонов (консеквентные оползни). Основной деформирующийся горизонт обычно сложен глинистыми или песчано-глинистыми плотными отложениями. Поверхность оползневого скольжения четкая, имеет вогнутую, плоскую, иногда неправильную форму. Оползни выдавливания образуются в результате скола, отседания и смещения блоков жестких однородных или слоистых пород вследствие вязкопластического течения подстилающего относительно слабого пласта и его выдавливания под весом перекрывающей толщи. Такие оползни могут приобретать ступенчатый рельеф в верхней части склона за счет отчленения новых блоков, постепенно смещающихся вниз по склону. Основной деформирующийся горизонт таких оползней сложен пластичными и полутвердыми глинистыми породами. Поверхность смещения выражена нечетко. На смещение структурных оползней вниз по склону существенное значение оказывает смачивание поверхностей отрыва подземными водами, а также рыхлые, слабосцементированные породы основного деформирующего горизонта.

Отложения структурных оползней довольно широко встречаются по правому берегу Днепра, ряда других крупных рек. Нередко оползневые склоны распространены на небольших реках, с долинами углубившихся всего на 5-10 м, встречаются такие склоны также в крупных искусственных выработках, оврагах. На равнинных площадях оползневые склоны занимают не более 1% территории. По Е.Б. Хотиной (1982) группа фаций структурных оползней разделяется на фации деляпсивные (верхние), детрузивные (нижние) и фации зоны брекчирования.

**Деляпсивная фация.** Образования верхней деляпсивной фации сложены коренными отложениями склона со смещенными ниже, но сохранившимися нормально-последовательно залегающими слоями песчаных, песчано-глинистых; алевритовых и других отложений. Фактически деляпсивная фация представляет собой дислокации сбросового типа (рис. 6.11).



Рис. 6.11. Структурные оползни (блоки сползания) деляпсия

**Детрузивная фация.** Детрузивная фация по склону залегает ниже деляпсивной и сложена тем же комплексом пород склона, но имеет вид сильно раздробленных и осложненных многочисленными разрывами и складками образующимися в результате гравитационного давления верхних блоков породы. Нередко бугры выпирания, часто находящиеся у основания детрузивной фации, в разрезе не имеют разрывов взбросового или надвигового типа и характеризуются антиклинально сдавленными, но не смещенными породами ложа долины.

**Фация брекчирования.** Оползневая фация брекчирования формируется в основании оползня по линии поверхности скольжения. Как правило, такие образования имеют вид перемятых, раздробленных глинистых, песчано-глинистых и других пород.

### 6.2.2. Группа фаций пластических оползней (течения масс)

Оползни течения имеют наиболее массовые формы проявления. Пластические оползни являются результатом достаточно медленного пластического течения всей толщи однородных или слоистых, обычно глинистых отложений или их нижней части, с одновременным смещением вышележащих аккумуляций. Часто такие пластические образования или оплывины имеют вид мелких, и небольших по мощности (до 0,2-1,0 м) блоковых оползней, когда сохраняется даже сплошность дернины. Внешне для оплывных склонов характерна многоступенчатость, которая может усиливаться даже без сильного увлажнения, например, при выпасе скота на склонах, иногда это характерно просто для участков сыпучих грунтов скрепленных с поверхностью дерниной.

Оползневые процессы течения развиваются вследствие геологических свойств основного деформирующего горизонта при его увлажнении и разжижении, вследствие суффозионного вымывания песчаных и пылеватых осадков, выноса водорастворимых солей подземными водами. Основной деформирующийся горизонт обычно представлен глинистыми, песчано-глинистыми, а также тонкозернистыми и пылеватыми аккумуляциями, иногда с примесью как грубообломочных, так и глинистых включений и имеет обычно небольшую или среднюю степень уплотнения. Поверхность смещения выражена довольно четко, обычно имеет криволинейную или

прямую форму, нередки случаи когда поверхность смещения не выражена, вследствие того, что смещение вниз по склону происходит во всем объеме основного деформирующегося горизонта.

### 6.3. Солифлюкционный тип отложений

Термин солифлюксий (от лат, *solum* – почва, грунт; *fluxus* – течь), обозначающий процессы течения грунта, в научный обиход стал активно привлекаться в 20-30 годах XX века. В качестве самостоятельной фации делювиального генетического типа солюфлюционные отложения были выделены Н.И. Николаевым (1946). В понимании содержания солифлюксия существуют значительные расхождения. Некоторая часть исследователей считают, что солифлюкция в чистом виде не существует и всегда сопровождается делювиальным смывом (Шило, 1981 и др.). Довольно много специалистов относят солифлюкцию к группе гравитационных процессов, в основе которой лежат криогенные факторы. Некоторые исследователи под солифлюкцией усматривают любые течения увлажненных грунтов вне источника влаги в разных морфо-климатических условиях. Другие относят к солифлюкции склоновые течения масс, обусловленные криогенными процессами сезонного промерзания и оттаивания грунтов, иные подразумевают сложную картину солифлюкции, происходящую даже при незначительных уклонах или на горизонтальной поверхности в верхних слоях почвы при суточной или кратковременной смене промерзания и оттаивания. При этом сюда относят боковые морозные перемещения внутри отдельных мерзлотных форм, в которых происходят подвижки плывунных масс, миграция влаги, морозное пучение и образование линз льда и др. Иногда солифлюкцию определяют как медленные или, наоборот, как быстрые движения грунтов на склонах крутизною менее 35°.

Более распространенной является точка зрения, когда под солифлюкцией понимают течение увлажненных грунтовых масс на склонах, связанное в своем возникновении и развитии с криогенными факторами – наличием многомерзлых пород и промерзанием-протаиванием (сезонным или кратковременным) (Каплина, 1965). Таким образом, солифлюкция имеет развитие не только в области многомерзлых пород, она может проявляться везде, где происходит режеляция, как сезонная, так и кратковременная. Для развития солифлюкционныхпроцессов (течение грунта, почвы) необходимы медленные смещения массы переувлажненного, преимущественно мелкообломочного рыхлого материала на задернованных склонах с крутизной до 8°. Солифлюкционные процессы, происходящие на более крутых склонах (8-35º), сочетаются с другими склоновыми процессами.

На территории Беларуси солифлюкция проявлялась, в основном, в перигляциальные эпохи плейстоцена, когда распространение имела многолетняя мерзлота. В современных условиях солифлюкция развита слабо. Мелкие ее формы встречаются на склонах Белорусской гряды и в Белорусском Поозерье, на террасовых уступах больших и малых рек.

Проявления солюфлюкции зафиксированы нами на пологом коренном склоне долины р. Мошна, в 0,8 км южнее д. Михалиново Лиозненского района Витебской области. Солифлюкционные отложения представлены здесь в виде обособленных слоеных рулетов (текунов) из торфяной массы, залегающих в толще серого алеврита (рис. 6.12).

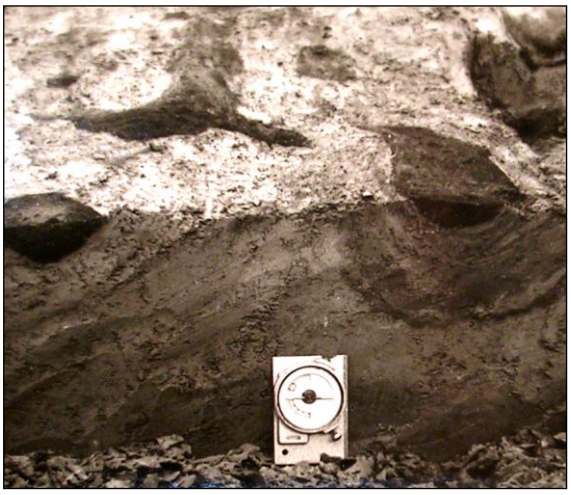


Рис. 6. 12. Поозерские солифлюкционные текуны на склоне у д. Михалиново на Витебской возвышенности

В составе текунов помимо мелкого растительного детрита обнаружены семена растений, надкрылья жуков, редкие кости и зубы мелких грызунов. Определимые растительные остатки, в том числе *Betula nana* L., *Potentilla norvegica* L., свидетельствуют по данным Т.В. Якубовской о перигляциальной обстановке. Основу фауны мелких млекопитающих времени проявления солифлюкции в Михалиново составляли, согласно определениям А.Н. Мотузко, лемминги – *Dicrostonyx* ex gr. *torquatus* Pall. и *Lemmus* sp. Заметим, что копытный или ошейниковый лемминг встречается в настоящее время на территории равнинной и горной тундры. Особенно благоприятные условия он находит в северной лесотундре. В солифлюкционных текунах Михалиново содержится большое количество остатков насекомых хорошей сохранности. Основная масса остатков жуков принадлежит современным субарктическим видам. Только часть из них встречается в лесотундре и немногие в северо-таежных лесах. В период накопления насекомоносных слоев в окрестностях Михалиново, судя по составу насекомых существовал климат, соответствующий подзоне современных южных тундр со среднеиюльскими температурами около плюс 11-12 ºС, и среднеянварскими – около минус 30 ºС (Назаров, 1984). Время накопления органики в солифлюкционных текунах определено радиоуглеродным методам в Таллине и Санкт-Петербурге. М.К. Пуннинг получил радиоуглеродную дату в 35700±1100 (Tln-322) лет. По данным Х.А. Арсланова радиоуглеродный возраст текунов составляет 34780±510 (ЛУ-1149В) и 33100±850 (ЛУ-1149А) лет. Это значит, что проявления солифлюкционных процессов имели место задолго до распространения на территорию Беларуси поозерского ледникового покрова (17-18 тысяч лет назад).

В западноевропейской литературе, медленные склоновые перемещения грунта или почвы называются крипом. К числу важнейших причин вызывающих склоновый крип многие специалисты (например, Говард, Ремсон, 1982) относят увлажнение, высыхание, термальное расширение, сжатие, замерзание, оттаивание, деятельность животных и др. Необходимым условием криогенной солифлюкции является роль мерзлого основания. Это связано с тем, что на границе талых и мерзлых слоев существует гидротированный низкотемпературный (при температурах близких к 0°С) слой с нарушенными структурными связями (Жигарев, 1967). Поэтому наиболее благоприятным фактором криогенной солифлюкции является область развития сплошной низкотемпературной мерзлоты.

В процессе солифлюкции происходит смещение частиц грунта относительно друг друга, благодаря чему текстура отложений существенно меняется. Мощность слоев чаще всего колеблется от сантиметра до 0,6 м. Некоторые исследователи считают, что мощность перемещаемого слоя вне зависимости от мощности слоя сезонного промерзания-протаивания, как правило, не превышает 0,8-1,0 м. Слои часто выклиниваются, изгибаются, образуют языковые формы. Отмечаются сложнопостроенные натечные формы, многократно наползающие друг на друга чешуи, внедрения вышележащих слоев в нижележащие и наоборот. По мнению С.В. Лютцау (1978) общая мощность солифлюкционных потоков не превышает глубины оттаивания и составляет 0,1-0,6 м в случае быстрой солифлюкции.

В числе важнейших диагностических признаков солифлюкционных аккумуляций отмечаются нечеткая полосчатая слоистость, которая свидетельствует о сползающем течении материала. Отложения, как правило, очень плохо отсортированы. Содержание глинистых частиц в общем объеме породы, составляет почти всегда более 12-15%. Более крупные обломки зачастую ориентированы по падению склона. Иногда в подошве солифлюкционных отложений отмечаются оторванные и перемятые небольшие блоки и прослои подстилающих пород, в то время как в кровле нередки прослои органогенного материала, торфа, дернины. Крупный материал располагается, в основном, у подошвы рыхлой толщи, значительное количество обломков разбросано по всему разрезу. Схему-ключ некоторых диагностических критериев солифлюкционных отложений предлагает Н.А. Махнач (1994). В зависимости от вязко-текучей консистенции грунта, силы сцепления между отдельными частицами и способности течения солифлюкционные образования разделяются на группы фаций быстрого солифлюксия (велофлюксий), медленного солифлюксия (тардофлюксий), дефлюксия и конжелифлюксия.

### 6.3.1. Группа фаций быстрого солифлюксия (велофлюксия)

Образования быстрого велофлюксия представляют собой сезонные, быстро оттаивающие образования жидкотекучего грунта, в формировании которого принимает участие не менее половины объема материала, представленного песками, супесями, суглинками, алевритами и глинами.

Скорость жидкотекучей консинстенции значительна и составляет 3-10 м в год и более (Воскресенский, 1971), в некоторых случаях может достигать нескольких метров в сутки. Масса переметаемого материала в состоянии захватывать и более грубый обломочный материал, вплоть до небольших валунчиков. Как правило, крупные обломки погружены в нижнюю часть солифлюкционного грязевого потока. В разрезе наблюдается слабая дифференциация обломков по гранулометрическому составу. Прослеживаются ленты, гнезда, пятна, скопления песчаных, алевритовых и глинистых фракций мощностью от одного сантиметра до нескольких десятков сантиметров.

Для отложений быстрого солифлюксия типичными являются самые разнообразные текстуры, имеющие вид завихрений, изогнутых полос, грибовидные и языкообразные внедрения, лентовидные и другие затяжки, свидетельствующие об обусловленности этих осадков мерзлотными процессами. Отложения быстрой солифлюкции являются типичными для ледниковых и водно-ледниковых осадков.

### 6.3.2. Группа фаций медленного солифлюксия (тардофлюксий)

Отложения тардофлюксия формируются при более вязком и медленном течении склоновых грунтов при углах наклона не менее 2º в условиях переменного сезонного или кратковременного оттаивания грунтов. Для таких перемещаемых образований характерна значительная доля песчано-глинистого материала, составляющая обычно более половины объема. Нагрузки, гранулометрический состав и глубина промерзания влияют на скорость сползания вязкой массы по склону. Смещение происходит без нарушения структурных элементов глинистых пород, которые не отрываются друг от друга, скользят общей вязкой массой. Скорость течения сильно увлажненного грунта обычно не превышает нескольких сантиметров в год (Каплина, 1965), по мнению других, не более 2 метров в год (Воскресенский, 1971). В отличие от отложений быстрой солифлюкции, здесь отмечается лучшая сортировка материала.

Медленная солифлюкция характерна для нижних, лучше увлажненных частей склонов, отлогих бортов озерных и болотных котловин, ложбин стока, где достаточно влаги чтобы насытить ее грунт. Она может отмечаться также в пределах вершинных водораздельных междуречий. В рельефе образования медленной солифлюкции характеризуется относительно ровными поверхностями, однако могут образовывать также солифлюкционные террасы, покровы, потоки, небольшие валы, гофрированные участки склонов. В целом, они могут напоминать ледниковые отложения, от которых отличаются ориентировкой материала по склону, отсутствием форм ледниковой экзарации и эрратического материала.

# Глава 7. **ВОДНЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД**

Водные потоки были ранее и являются сейчас главными агентами денудации поверхности территории Беларуси и Земли в целом. Основная масса продуктов выветривания и разрушения горных пород переносится и переотлагается реками и ручьями. Водные потоки делятся напостоянные и временные. Постоянные водные потоки имеют русла с четко выраженными берегами. Отложения таких потоков, накапливающиеся в русле и во время паводков, называются аллювием. Временные водные потоки действуют во время дождей или во время таяния снежного покрова. Они формируют отложения, называющиеся пролювием и делювием. К водному (флювиальному, аквальному) парагенетическому ряду относятся также озерные отложения, образующиеся в озерных водоемах, и хемогенные (родниковые) отложения, накапливающиеся при выходе грунтовых вод на дневную поверхность, дно водоемов и болот.

## 7.1. Аллювиальный тип отложений

К аллювию (от лат. *alluvio* – нанос, намыв) или аллювиальным отложениям относятся речные рыхлые осадки разного гранулометрического и литологического состава с обломками неодинаковой окатанности и сортировки с присущими им своеобразными косоволнистыми текстурами однонаправленного течения.

Аллювиальные отложения накапливаются в результате гидродинамических процессов постоянных либо временных устойчиво проточных русловых водотоков, текущих по созданным ими эрозионным долинам или аккумулятивным равнинам за счет разрушения и размыва пород. Материал концентрируется в русле в результате эрозии водосборов, ложа водотока, абразии берегов, последующего, обычно неоднократного, переноса и аккумуляции различных взвесей, путем латерального и вертикального наращивания в виде русловых, пойменных и старичных отложений (рис. 7.1).

Важнейшими факторами, влияющими на генетическое своеобразие аллювиальных отложений, являются: однонаправленное воздействие постоянного водного потока с одновременным развитием русел; рельеф речной долины; типы рек (о простыми или сложными руслами); уклон и формы рельефа дна; объемы водности; сезонные максимумы стока; волновой характер поверхности текучей воды и глубина турбулентности; разные скорости струй в поперечном сечении потока; проявление меандрирования русла; образование проток и новых русел; способ транспортировки осадков (во взвешенном или растворенном состоянии, волочением по дну и в виде взвеси, перенос по дну); появление осередков (песчаных островов); своеобразие химизма и минерализации вод; температурный режим; периодические изменения скорости осадконакопления. Среди растворенннх веществ определенную роль играют органические соединения, газы, а также другие факторы.

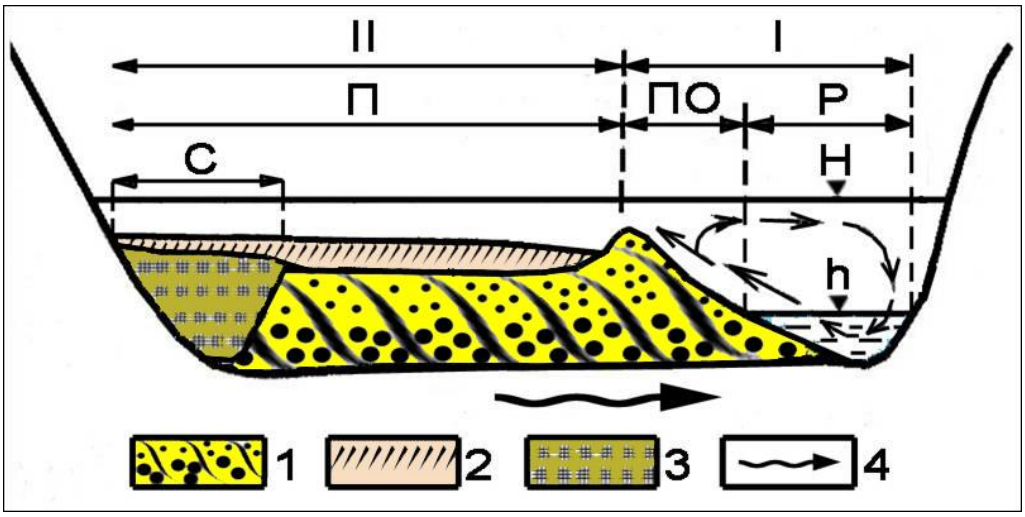



Рис. 7.1. Накопления аллювия в речной долине (по Е.В. Шанцеру):
I – зона размыва и намыва влекомых наносов поперечными циркуляционными токами воды; II – зона осаждения взвешенных наносов и образования пойменного аллювия; Р – русло; ПО – прирусловая отмель; П – пойма, Н – уровень вод в паводок; h – уровень воды в межень; С – старица (бывшее русло). 1 – русловой; 2 – пойменный; 3 – старичный аллювий; 4 – направление поперечного среза (боковая эрозия) реки

Современные речные осадки отличаются достаточно сложным строением. Механизм осадконакопления в речной долине зависит от гидродинамических условий, изменяющихся по сезонам года. При низком, меженном уровне воды обломочный наносный материал накапливается в русле реки. В периоды половодий аккумуляция осадков происходит, в основном, в поймах и старицах (рис. 7.2).

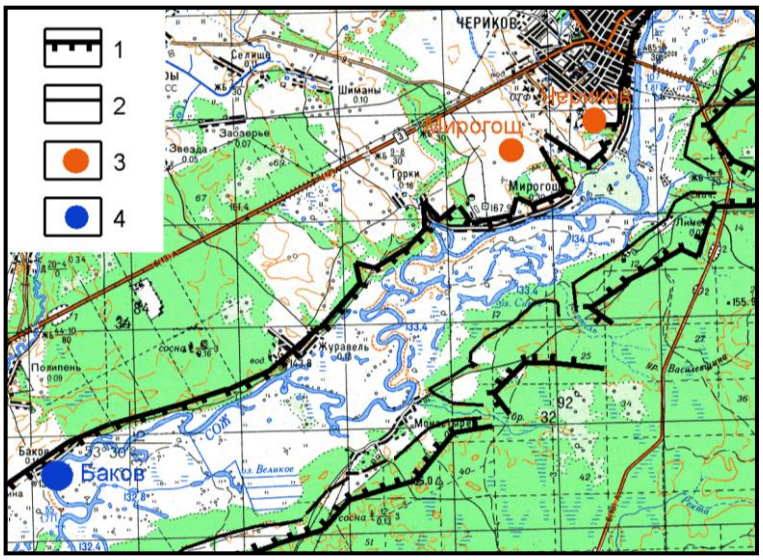



Рис. 7.2. Долина р. Сож у Черикова унаследует ложбину стока талых ледниковых вод (М 1:100000):
1 – граница речной долины и ложбины стока, 2 – граница надпойменной террасы, 3 – разрезы муравинских и нижнепоозерских озерных отложений, 4 – голоценовый разрез аллювиальных отложений

Преобладающие объемы аллювиальных влекомых наносов формируются в периоды наиболеевысоких паводковых вод, при наиболее значительных и выраженных поперечных циркуляциях водного потока за счет последовательного прислонения сбоку на наклонную поверхность растущей отмели по мере смещения русла в сторону вогнутого берега (Шанцер, 1966).

Периодическая смена высоких и низких паводковых вод приводит кпоследовательному наслоению одних накоплений на другие. Высокая вода, выходящая за пределы берегов русла, формирует более или менее плоскую пойменную равнину, занимающую основную часть дна речной долины. Раздельное отложение осадков в руслах рек и на пойме является важнейшим геолого-геоморфологическим, палеогеографическим и литологическим признаком аллювиальных осадков.

В современном рельефе аллювиальные отложения сравнительно легко определяются по геологическим, геоморфологический, литологическим и другим признакам. Важнейшим из них является приуроченность аллювия к характерным формам рельефа: протяженным, обычно извилистым речным долинам, долинообразным понижениям и протокам, выработанными водными, постоянно текущими в одном направлении в сторону общего однонаправленного падения ложа, руслами.

Реки являются одним из самых изменчивых элементов ландшафта Земли. В любой данный момент времени своего развития речное русло занимает лишь небольшую часть долины. Сама речная долина представляет собой сложную зону развития активных, полуактивных, прямых, меандровых и отмерших русел, старичных озер, заросших стариц, пойм низкого и высокого уровня с присущими им фациальными разновидностями.

Формирование речных долин, русел и наполняющих их аллювиальных аккумуляций, появление излучин, изменение плановой конфигурации рек во времени отражает сложный процесс, обусловленный сочетанием многих факторов, включающих: геолого-геоморфологическое строение, литологию размываемых пород, прежде всего, вещественный состав ледниковых отложений и их дериватов; характер и активность неотектонических движений как всей реки, так и ее отдельных участков и изменения базиса эрозии; условия динамики водного потока в зависимости от поперечного и продольного профиля водной поверхности; объем и высота паводков; подземный сток разных отрезков реки; сила и масштабы эрозионных процессов на разных участках реки; притоки; воздействие льда, заторы, зажоры, промерзание берегов и многое другое. Следует подчеркнуть, что известное положение А.И. Воейкова о том, что реки являются продуктом климата, в настоящее время общепризнано и практически никем не оспаривается. С одной стороны климат определяет водный режим реки, амплитуды колебания уровней и глубин реки, с другой – обусловливает ход эрозионных процессов (рис. 7.3).

Аллювиальные отложения Беларуси привязываются к долинам всех современных рек и ручьев. Они слагают пойменные и надпойменные террасы. Суммарная мощность современного аллювия достигает 15-20 м у крупных и 5-10 м у средних и мелких рек. Доля руслового аллювия, в общем объеме аллювиальных аккумуляций, иногда достигает 75-80%.В Беларуси на аллювиальные отложения приходится примерно 23% всей площади (Кузнецов, 1979).

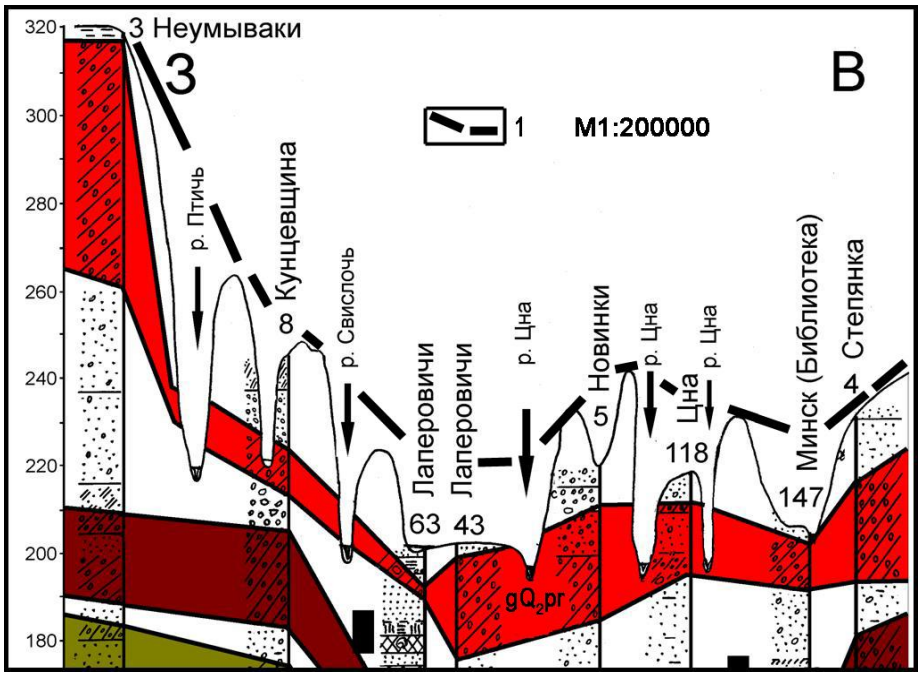



Рис. 7.3. Эрозионная работа талых ледниковых вод и современных рек, изменившие первоначальный ландшафт Белорусской гряды:
1 – предполагаемый первичный ледниковый рельеф

Формирование осадков рек, представляющих собой постоянные водотоки значительных размеров и имеющих четко выраженные русла, происходило и происходит в разнообразных геологических условиях и фациальных обстановках осадконакопления. Гипотезу о связи аллювиальных отложений с характером движения земной коры на отдельных участках и с сортировкой аллювия по крупности и по длине реки выдвинул В.В.Ламакин (1947, 1950).

На поднимающихся участках наблюдается интенсивный врез русла реки. В паводочный период здесь откладывается более крупный аллювий небольшой мощности, который выстилает дно долины. Такой аллювий называется инстративным. В Беларуси инстративный аллювий характерен для рек Белорусского Поозерья, которые начали формировать свои долины только в позднепоозерское время. Особенность накопления аллювия и высота террас Западной Двины по отношению к меженному уровню воды показывает, что интенсивность гляциоизостатического подъема территории затухает во времени – от максимума последнего оледенения, когда была заложена долина реки, к голоцену (рис. 7.4). Характерной чертой долины Западной Двины является также невыработанный продольный профиль.

Долина Днепра между городами Орша и Шклов также как и Западная Двина течет в узкой прямолинейной долине, унаследовавшей ложбину стока талых ледниковых вод. Последняя образовалась в максимум поозерского оледенения при спуске Дорогобужского, Гусинского и Лучесинского приледниковых водоемов. Между Устьем и Шкловом долина делиться на два рукова, один из которых представляет собой заторфованную мертвую долину на уровне 10-метровой террасы (рис. 7.5).

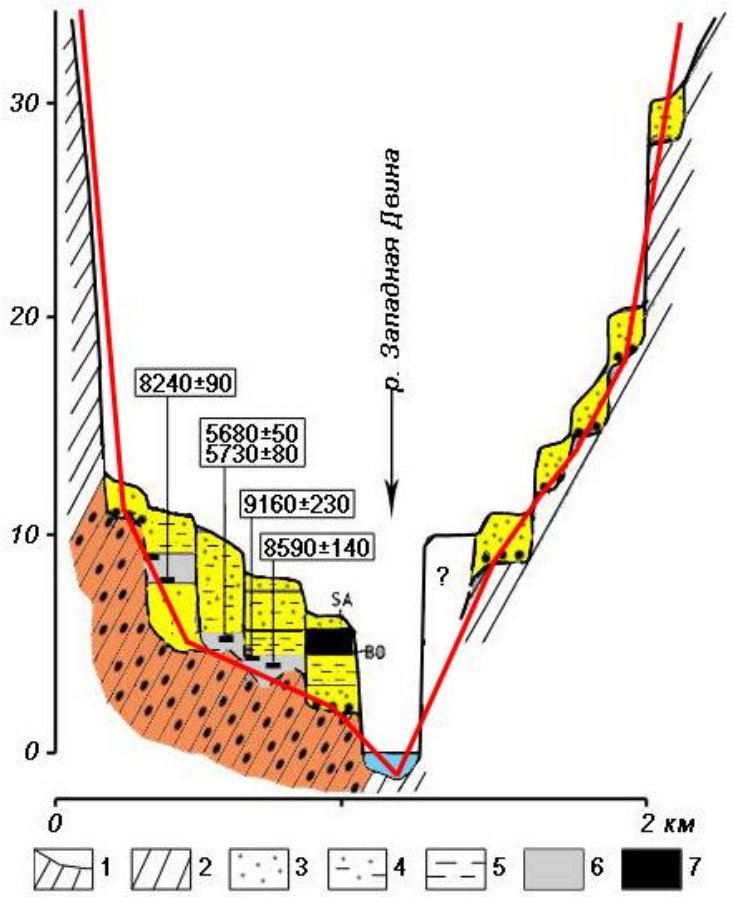



Рис. 7.4. Схематический геологический разрез через долину Западной Двины в районе Витебских порогов (Kalicki, 2006), линия красного цвета иллюстрирует интенсивность вреза реки:
1 – ложе долины, 2 – морена, 3 – песок, 4 – песок глинистый, 5 – супесь, 6 – супесь с органикой, 7 – торф

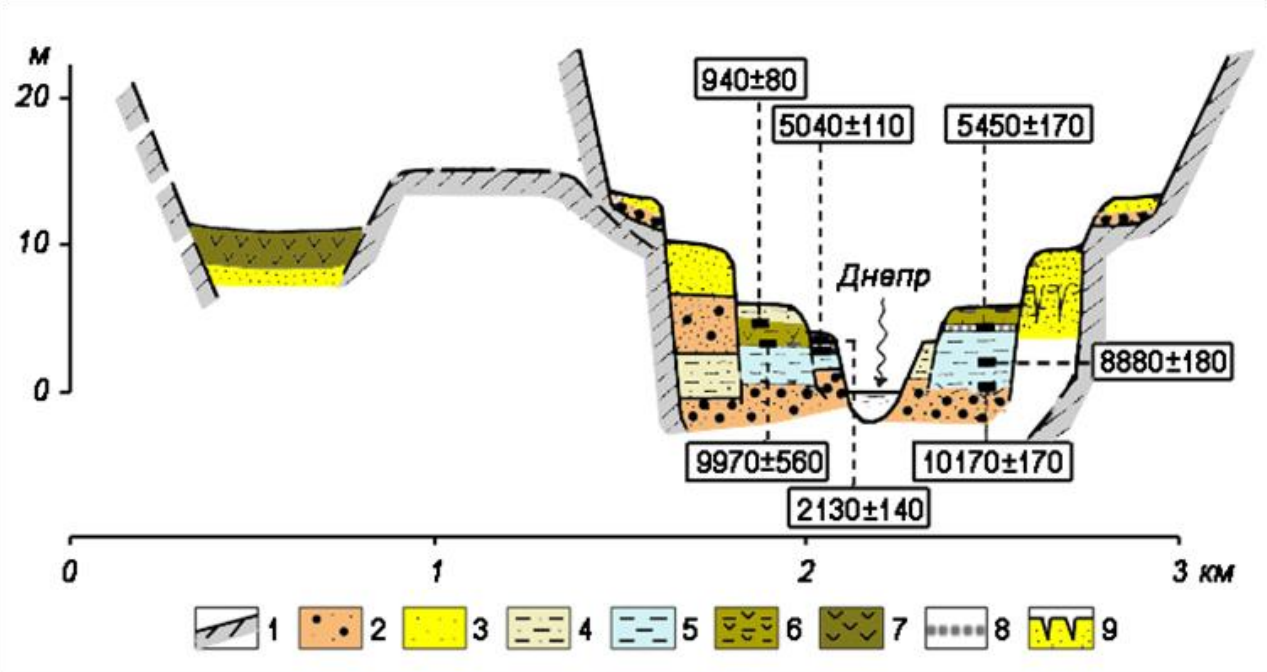



Рис. 7.5. Схематический геологический разрез через долину Днепра между Оршей и Шкловом (Калицкий, 1999а):
1 – ложе долины, 2 – песок с гравием и галькой, 3 – песок мелкозернистый, 4 – песок глинистый, 5 – супесь, 6 – супесь с органикой, 7 – торф, 8 – погребенная почва, 9 – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам

На рассматриваемом участке Днепра сохранились лишь молодые поозерские террасы. В голоцене река продолжала углублять свое русло, что свидетельствует о нисходящем тектоническом режиме территории (Kalicki, Sanko, 1992).

Опускающиеся участки реки характеризуются интенсивным накапливанием аллювия, настилающего дно русловой долины. Настилающий аллювий называется констративным.

Для хорошо разработанных речных долин, у которых продольный профиль находится в условиях динамического равновесия, основной объем аллювиальных отложений накапливается в процессе блуждания реки по плоскому дну долины, в результате многократного перемывания и переотложения части своих отложений. Аллювиальные отложения, сформированные в подобных условиях, по В.В.Ламакину (1947, 1950) называются перстративными или перестилаемыми.

В природе существуют многочисленные и разнообразные по гидродинамическим параметрам русла различной длины как прямолинейные, так и разной степени извилистые и разветвленные или их отрезки, по которым переносятся значительные объемы осадочного материала. Характерная черта многих равнинных рек: изменяющаяся плановая конфигурация, которая является отражением многих факторов, в том числе ширины русла, различий устойчивости материала, слагающего берега рек на разных участках; небольшие уклоны территории, по которой течет река; высокие отношения взвешенного твердого стока по отношению к донному стоку; спокойные режимы расхода воды. Образование меандровых излучин, их расширение, перемещение в сторону устья может повторяться в долине реки многократно. Это приводит к сложному неоднократному вертикальному наложению друг на друга различных русловых и пойменных фаций.

Речное осадконакопление в своей основной массе происходит в периоды высоких паводковых и половодных вод при выраженной поперечной гидродинамической циркуляции реки за счет поочередного наращивания слоев, состоящих из гравия, песка, суглинков. Последовательное латеральное и вертикальное прислонение влекомых русловых наносов на наклонные поверхности растущих отмелей происходит вместе со смещением русла в сторону выгнутого берега. Благодаря латеральной (боковой) миграции русла и сезонным колебаниям уровня реки при полной неизменности ее гидрологического режима, формы и высотного положения ее продольного профиля, мощность формируемого аллювия не может превышать некоторого предельного значения, соответствующего разности высотных отметок уровня реки во время половодья и дна ее русла в данном поперечном сечении долины. Для крупных рек Беларуси эта величина может достигать 20-30 м. В строении таких рек по ведущим процессам аллювиальной седиментации отчетливо выделяются отличающиеся друг от друга обстановки осадконакопления, которые называются русловыми, пойменными и старичными.

В разрезе аллювиальной толщи ведущие процессы аллювиальной седиментации проявляются в смене аллювиальных циклов, соответствующих литологическим изменениям и определяются возрастом, историей развития, типами русел, водностью и другими особенностями генетического своеобразия руслового, пойменного и старичного аллювиального развития как всей реки в целом, так и ее отдельных частей. Каждый цикл русловых накоплений, как правило, имеет двучленное строение. Русловые отложения, представляющие более грубые и плохо сортированные разности, часто с присутствием остатков древесины, обломков пород, глинистых катунов, конкреций, кремней и др., составляют нижнюю часть цикла. Они обычно залегают на подстилающих породах с более или менее четкими эрозионными контактами или размывами. Выше по разрезу данного цикла размеры текстур уменьшаются, осадки сменяются более мелкозернистыми и лучше сортированными накоплениями русловой отмели, прирусловых валов, поймы, стариц. Венчающие цикл верхней части аллювиальные аккумуляции сложены пойменными наносами. Осадки поймы и пойменных водоемов, в основном, состоят из пелитовых, алевритовых и тонкопесчаных разностей. Аллювиальные отложения в верхней части аллювиального цикла нередко разделяются прослойками заиления. Нередко залегающие друг на друге пласты грубого и более тонкого аллювия развиты неполно и представлены только своими нижними, русловыми накоплениями, иногда с включением старичных линз, а верхние, пойменные аккумуляции отсутствуют или встречаются в виде разобщенных линзообразных тел.

Особенностью различных фациальных разновидностей является довольно частое и резкое изменение их гранулометрических спектров, нередко минералогического состава, своеобразие текстурных, непластовых, внутрипластовых, косослойчатых, ряби течения и других проявлений. С переходом от крупных рек, имеющих, как уже отмечено, определенный вертикальный ряд, проявляющийся в смене закономерных аллювиальных циклов с их наиболее упорядоченным строением, к более молодым водотокам, прослеживается менее упорядоченная стратификация отложений. Здесь закономерность в чередовании литологических и фациальных разновидностей осадков отмечается менее определенно. Для руслового аллювия небольших рек, а также имеющих небольшое течение присущи незначительные мощности, аллювий отличается отсутствием грубых фракций, нередко по составу такой аллювий приближается к пойменным отложениям или незначительно отличается от него. Русловой режим малых рек полностью определяется местными природными условиями, в которых они формируются.

Таким образом, в строении аллювия развитой речной долины закономерностью является чередование в вертикальном разрезе осадков пристрежневой зоны, меандровых отмелей, плесов, перекатов, прирусловых валов, низкой и высокой поймы, стариц. Вследствие того, что каждый отрезок русла и поймы в своем развитии менял свое положение, смещаясь вниз по долине вслед за смещением меандровых излучин, происходило наложение

одних осадков на другие, последовательно происходило наложение осадков русла на пойму и наоборот. Неоднократные смещения русла, русловых излучин приводили к сложному вертикальному ряду в строении аллювия, очень часто к отсутствию закономерности или правильности чередования фациальных разновидностей как в продольном, так и в поперечном разрезе. Указанное свидетельствует, что по многообразию динамических условий и особенностей формирования, причудливости строения аллювиальные отложения являются очень сложным генетическим типом материковых аккумуляций.

Транспортировка материала происходит путем волочения, скачкообразно (сальтация), во взвешенном состоянии, в виде суспензии и раствора. Во взвешенном состоянии, за счет турбулентности водотока, переносится наиболее тонкозернистая фракция с размерами от 0,149 до 0,177 мм. Взвешенный материал преобладает при пойменном и прирусловом (прирусловые валы) осадконакоплении. Скачкообразный перенос (сальтация) проявляется при возрастании скорости струй, при этом число движущихся частиц резко возрастает, некоторые из них поднимаются над дном потока и производят скачки небольшой траектории вниз по течению. Скачкообразно переносится обломочный материал с размерами от 0,3 до 0,125 мм. Путем волочения по поверхности дна реки переносятся обломки и зерна с размерами более 0,71 мм. Материал твердого стока за счет качения и сальтации в преобладающей массе накапливается в русле реки. Сочетание различных видов переноса приводит к формированию аллювия, его высокой степени сортированности, сложному заполнению слоев более крупной фракции мелкозернистыми частицами.

Формирование вещественного состава речных отложений в пределах Беларуси происходит, в основном, за счет размыва моренных ифлювиогляциальных отложений, краевых ледниковых образований. На разных этапах своего развития аллювиальные осадки несут разные черты дифференциации, которые определяются изменением состава пород областей питания, размыва и перемыва отложений более глубоких и более древних горизонтов. Как правило, реки страны характеризуются широким спектром русловых отложений от гравия и гальки, изредка валунов до глинистых частиц и органических накоплений.

В условиях однонаправленного водного потока проявляется преимущественная ориентировка удлиненных и изометрических осей зерен в направления переноса обломочного материала. Параллельность вытянутых зерен течению потока довольно четко прослеживавтся в аллювиальных отложениях с текстурами ряби течения, фестончатой или мульдовой косой слоистостью, в пластах и слоях с горизонтальной внутренней слоистостью.

Для основной массы аллювиальных песков типичной является обычная гладкая поверхность зерен, как правило, без существенных трещин и царапин. Такой факт объясняется значительными расстояниями переноса обломочного материала и небольшой физической активностью их соприкосновения и столкновения в перемещаемом объеме зерен.

Факторами, влияющими на минеральный состав аллювиальных отложений, являются исходные породы, питающие аллювий, их минеральные и гранулометрические особенности, выносы речных притоков, дальность переноса и др.

По данным А.А. Лазаренко (1964) вниз по течению песчано-алевритовые русловые осадки Днепра на протяжении 2100 км подвергаются изменению минерального состава. Возрастает содержание кварца, циркона, рутила, турмалина, дистена, ставролита, силлиманита, андалузита. Уменьшается содержание пироксенов, амфиболов, полевых шпатов, гранатов, апатита, хлорита и ряда других компонентов. Некоторые минералы не обнаруживают четких изменений. На территории Беларуси также наблюдаются установленные закономерности распределения важнейших минералов в современных аллювиальных отложениях Днепра в пределах Беларуси (Ярцев, Сачок, 1980) также свидетельствуют, что в распределении содержаний некоторых минералов проявляется сравнительно четкая связь с направлением переноса. Вниз по течению Днепра увеличивается содержание кварца, турмалина, лейкоксена и убывает кальцита, амфиболов, фосфатов.

В аллювиальных отложениях Беларуси встречаются остатки различных водных организмов. Особенно часто попадаются раковины моллюсков. В ходе эволюции речные моллюски приспособились к жизни в текучей воде. Они имеют раковину треугольной или близкой к ней обтекаемой формы. Подавляющее большинство видов четвертичных пресноводных моллюсков населяют и современные реки. Это означает, что экологические условия четвертичных и современных видов были сходными или близкими. И это дает основание для восстановления фациальных условий по фауне моллюсков. Основной список моллюсков, населяющих русла современных рек Беларуси, включает в себя следующие виды: *Ancylus fluviatilis, Theodoxus fluviatilis, Lithoglyphus naticoides, Viviparus viviparus, Valvata naticina, Pseudoanodonta complanata, Unio pictorum, U. tumidus, U. crassus, Sphaerium rivicola, Sph. solidum, Pisidium amnicum, P. supinum, Dreissena polymorpha* (табл. 7.1).

Следует отметить, что реки заселены почти исключительно жабернодышущими моллюсками (переднежаберными брюхоногими и двустворчатыми). Единичные легочные моллюски представлены здесь видами, или полностью, или частично утерявшими способность потреблять атмосферный воздух.

При развитии пойм и образовании стариц происходит весьма интересная картина изменения фауны. Постепенно типичные речные видызаменяются на близкие виды тех же родов, но другой экологической физиономии, или на представителей совершенно иных систематических групп – жаберные моллюски уступают место легочным. Так, из фауны внутрирусловой отмели и затонов выпадают или резко уменьшаются в количестве следующие речные виды: *Sphaerium solidum, Pisidium supinum, Pseudoanodonta complanata,* в заиленных затонах не остается даже *Dreissena*

*polymorpha.* Зато в фауне появляются следующие легочные моллюски: *Lymnaea stagnalis, L. auricularia, Physa fontinatis, Acroloxus lacustris.*

Таблица 7.1

Раковины моллюсков, встречающиеся в разнофациальных аллювиальных отложениях плейстоцена и голоцена Беларуси

| Раковины моллюсков | Русловые фации | | Пойменная фация | Старичная фация |
|---|---|---|---|---|
| | Стержень | Внутрирусловая отмель, затон | Пойменная лужа и болото | Старичное озеро |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| *Bithynia leachi* (Sheppard) | | | + | |
| *Aplexa hypnorum* (Linnaeus) | | | + | |
| *Lymnaea terricula* (Müller) | | | + | |
| *Lymnaea truncatula* (Müller) | | | + | |
| *Planorbis planorbis* (Linnaeus) | | | + | |
| *Anisus spirorbis* (Linnaeus) | | | + | |
| *Anisus leucostomus* (Millet) | | | + | |
| *Sphaerium lacustre* (Müller) | | | + | |
| *Viviparus contectus* (Millet) | | | | + |
| *Valvata piscinalis* (Müller) | | + | + | + |
| *Bithynia tentaculata* (Linnaeus) | | + | | |
| *Physa fontinalis* (Linnaeus) | | + | | |
| *Lymnaea stagnalis* (Linnaeus) | | + | | |
| *Lymnaea auricularia* (Linnaeus) | | + | | |
| *Planorbarius corneus* (Linnaeus) | | | | |
| *Anisus vortex* (Linnaeus) | | | + | |
| *Acroloxus lacustris* (Linnaeus) | | + | | |
| *Sphaerium corneum* (Linnaeus) | | | | + |
| *Sphaerium scaldianum* (Normand) | + | | | |
| *Theodoxus fluviatilis* (Linnaeus) | + | + | | |
| *Viviparus viviparus* (Linnaeus) | + | + | | |
| *Valvata naticina* Menke | + | + | | |
| *Lithoglyphus naticoides* (Pfeiffer) | + | + | | |
| *Ancylus fluviatilis* Müller | + | + | | |
| *Unio pictorum* (Linnaeus) | + | + | | + |
| *Unio tumidus* Philipsson | + | + | | + |
| *Unio crassus* Philipsson | + | + | | + |
| *Pseudoanodonta complanata* Rossmassler | + | | | + |
| *Sphaerium rivicola* Lamarck | + | + | | |
| *Sphaerium solidum* (Normand) | + | | | |
| *Pisidium amnicum* (Müller) | + | + | | |
| *Pisidium supinum* Schmidt | + | | | |
| *Dreissena polymorpha* (Pallas) | + | | | |

В старичном озере из жаберных моллюсков остается живородка речная *Viviparus viviparus*, наряду с которой кое-где появляется живородка болотная *Viviparus contectus,* остаются также, но уже уменьшаются в числе, перловицы

и беззубка, на место полуоткрытой шаровки *Sphaerium scaldianum* приходит роговая шаровка *Sphaerium corneum,* увеличивается число видов легочных моллюсков – появляются катушки *Planorbarius corneus, Anisus vortex.*

В пойменных лужах и болотах из жаберных моллюсков остаются только наиболее приспособленные к малым количествам кислорода в воде как *Sphaerium lacustre* или виды, хорошо переносящие временное пребывание без воды как *Bithynia leachi.* Легочные моллюски представлены здесь видами, обладающими приспособлениями, помогающими переносить высыхание воды – *Lymnaea turricula, Lymnaea truncatula, Aplexa hypnorum, Planorbis planorbis, Anisus spirorbis, A. leucostomus* и др.

Древние и современнее реки являлись и являются важнейшими эрозионными, транспортными и осадкоформирующими геологическими агентами аллювиальных отложений. Аллювиальные отложения имеют широкое распространение среди континентальных отложений, они являются важной генетической разновидностью среди образований четвертичной толщи Беларуси. Ключем к познанию отложений ископаемой реки служит также изучение ее аллювия, литологии и фаций. Основоположник учения о древних реках или палеопотамологии Г.И. Горецкий (1977) считает, что наряду с главными фациями русловой, пойменной и старичной может быть выделена фация размыва. Каждая из фаций аллювия обладает своеобразным литологическим составом и характерными особенностями физических свойств слагающих отложений. В русловой фации аллювия наблюдается специфическое изменение гранулометрического состава осадков, свойственное только аллювиальный отложениям. Это – закономерное укрупнение гранулометрического состава русловых песков книзу, отражающее затухание скоростей течения и интенсивности русловых процессов в направлении от стрежня к периферии русла.

Сочетание аллювиальных осадков фаций размыва, русла, стариц, разлива или поймы, а также и других субфаций и микрофаций, в генетическое и пространственное единство образует аллювиальную свиту. Опыт проведения палеопотамологических работ на Каме, Волге, Оке, Днепре, Немана и других реках Русской равнины позволил Г.И. Горецкому выделить следующие аллювиальные свиты: соликамскую, венедскую, нижнекривичскую, верхнекривичскую, рославльскую, микулинскую. Почти все эти аллювиальные свиты были выявлены Г.И. Горецким и на территории Беларуси. Учитывая то, что стратиграфическая схема четвертичных отложений страны в последнее время претерпела изменения (Санько и др., 2005; Кручек и др., 2010), предлагается заменить названия этих погребенных аллювиальных свит, использовавшихся ранее для характеристики белорусских рек, на местные названия, совпадающие с межледниковьями среднего и верхнего плейстоцена, безледных этапов нижнего плейстоцена (табл. 7.2).

При палеопотамологических исследованиях большое значение имеют работы по определению возраста ископаемых аллювиальных свит. Их возраст можно было бы определять по соотношению с моренами различных

оледенений, если бы была полная уверенность в правильности датировки морен. Поскольку такой уверенности нет, приходится опираться на обычные стратиграфо-палеонтологические методы изучения четвертичных отложений, а также применяемые в совокупности с ними геохронологические методы.

Таблица 7.2

Сопоставление стратиграфических схем четвертичных отложений и аллювиальных свит Беларуси

| ***Горизонт*** **(Решения…, 1983)** | ***Аллювиальные свиты*** **(по Г.И. Горецкому)** | ***Горизонты*** **(Кручек и др., 2010)** | | ***Аллювиальные свиты*** |
|---|---|---|---|---|
| Голоцен | Голоценовая | Голоцен (судобльская) | | Судобльская, поймы |
| Поозерье | Надпойменные террасы | Поозерский | Нарочанский | Поозерская, высокие надпойменные террасы |
| | | | Двинский | |
| | | | Ловатский | |
| | | | Кулаковский | |
| Муравинский | Микулинская | Муравинский | | Муравинская |
| Сожский | Рославльская | Припятский | Сожский | Припятская |
| Шкловский | | | Днепровский | |
| Днепровский | | | | |
| Александрийский | Верхнекривичская Нижнекривичская | Александрийский | | Александрийская |
| Березинский | | Березинский | | Березинская |
| Беловежский | Венедская Соликамская | Беловежский | Могилевский | Беловежская |
| | | | Нижнинский | |
| | | | Борковский | |
| | | Наревский | Ясельдинский | Ясельдинская |
| | | | Корчевский | Корчевская |
| Наревский | | | Новогрудский | Новогрудская |
| Брестский | | Брестский | Ружанский | Ружанская |
| | | | Варяжский | Варяжская |
| | | Гомельский | | |

Следует отметить, что активное воздействие ледников на подстилающие породы, в том числе аллювиальные, было настолько сильным, что оно приводило довольно часто к полному уничтожению аллювиальных свит или сильнейшей их деформации. От разрушения уцелели, в основном, погребенные аллювиальные свиты самых крупных рек – Днепра, Немана, Березины, нижнего течения Припяти, охарактеризованные Г.И. Горецким в фундаментальных трудах «Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра» (Горецкий, 1970) и «Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья)» (Горецкий, 1980). Довольно полный спектр погребенных аллювиальных свит выявлен Г.И. Горецким также в долине р. Проня (приток Сожа) (рис. 7.6).

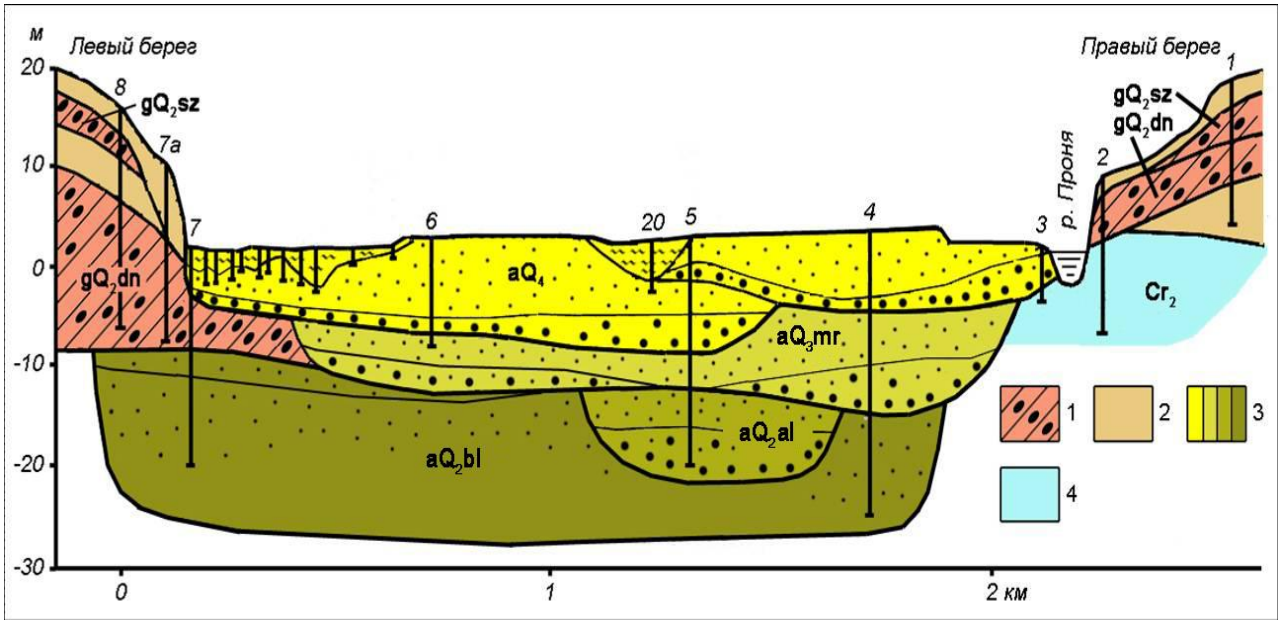



Рис. 7.6. Схематический геологический профиль через долину р. Прони (приток Сожа) по Рабовичскому поперечнику (Горецкий, 1970, с изменениями): 1 – морена, 2 – флювиогляциальные отложения, 3 – голоценовый, рославльский, верхнекривичский и нижнекривичский аллювий, 4 – отложения меловой системы

Вопросы дифференциации и фациального расчленения аллювиальных отложений затрагивались, ставились и разрешались многими исследователями. Среди наиболее известных работ следует отметить труды российских ученых В.В. Ламакина (1947, 1950), Е.В. Шанцера (1951, 1966, 1980), Н.И. Маккавеева (1955), Ю.А. Лаврушина (1963), А.А. Лазаренко (1964), Б.С. Лунева (1967), Б.Г. Еськова (1970). Изучением аллювиальных отложений на территории Беларуси занимались Г.И. Горецкий (1970, 1980), В.А. Кузнецов (1973), Л.Н. Вознячук и М.А. Вальчик (Вознячук, Вальчик, 1978), Т. Калицкий (Kalicki, 2006) и др. Несмотря на некоторые расхождения во взглядах в выделении основных фациальных подразделений, существует определенная согласованность. В основу классификации аллювиальных отложений Беларуси, исходя из специфических особенностей строения четвертичной толщи и места в ней аллювиальных аккумуляций, нами положена схема Е.В. Шанцера (1951, 1966, 1980). В ней, в составе аллювиального генетического типа, предлагается выделить русловые, пойменные и старичные группы фаций, сформированныекак в современных и межледниковых условиях, так и во внеледниковых обстановках.

### 7.1.1. Группа фаций руслового аллювия

Русло реки представляет собой выработанную водным потоком наиболее пониженную часть речной долины, имеет вид углубленноголожа значительной протяженности, по которому осуществляется сток и накопление влекомых наносов без затопления поймы.

Русловой аллювий – преобладающая по объему часть речных осадков. Он представлен, в основном, песками различного гранулометрического

состава с характерной косой, волнистой и горизонтально-слоистой текстурой, формируемой динамикой направленного водного потока. Механический состав осадков характеризуется относительным постоянством. Для них типичны наибольшие содержания мелкопесчаных зерен, небольшое количествокрупноалевритовых и незначительное количество мелкоалевритовых и глинистыхчастиц. В основании разреза руслового аллювия обычно залегают грубозернистые, песчано-гравийные, изредка гравийно-галечные и галечные образования, кверху сменяемые средне-, мелко- и тонкозернистыми песками, иногда разделяемыми прослоями заиления. В аллювиальных русловых отложениях, в сравнении с пойменными, отмечается небольшое увеличение содержания устойчивых минералов, обладающих повышенной плотностью (ильменит, магнетит, циркон, рутил, гранаты).

С момента возникновения некоторой первичной формы русла оно становится фактором русловых процессов, когда водный поток непрерывно воздействует на форму русла, а форма русла – на водный поток. Возникающие русловые деформации приобретают характер вертикального изменения продольного профиля (врезания и аккумуляции), горизонтального площадного размыва или наращивания берега, меандрирования с образованием пойм, донного переноса осадков с формированием подводных перекатов, гряд, различных отмелей. Гидродинамические особенности водного потока и условия аллювиального осадконакопления зависят от гидравлического уклона, которое обычно близко к уклону водной поверхности, глубины реки, водного расхода, сезонных, многолетних или вековых изменений объемов твердого стока, изгибов русла, морфологических особенностей дна, неодинаковой турбулентности и скоростей потока на разных отрезках реки, ряда других причин.

Эрозионная деятельность реки имеет прямую связь с транспортирующей энергией водотока. Ее врезание в наибольшей степени связывается с уменьшением стока наносов, когда объемы твердого стока становятся меньше транспортирующей способности реки. В этих случаях, при дефиците твердого стока энергия потока затрачивается на эрозионную деятельность дна. Когда твердый сток соответствует транспортирующим возможностям реки или имеет его избыток, происходит накопление осадков на дне, появляются разнообразные линейно-вытянутые косы, а также валы, гряды, перекаты. Русловые наносы обычно залегают на частично размытых отложениях. В зависимости от их состава и гидродинамических условий дно реки имеет разные неровности. Даже спокойное течение воды приводит к постоянному значительному изменению геоморфологических форм дна.

Довольно часто на дне русла отмечаются песчаные волны, песчаные валы и плоские участки, с присущими им плоскостным типом косой слоистости. Типичными являются так называемые подводные дюны, которые имеют более крупные, чем рябь аккумулятивные формы с асимметричным поперечным профилем вала, в основном, перпендикулярного руслу. Дюны возникают при возрастании скорости воды в русле и характеризуются

мульдовой косой слоистостью. Считаются обычными также языковидные и другие мелкие знаки ряби, осложняющие дюны.

Значительную роль в формировании аллювиальных отложений играют речные излучины. Такие излучины или меандры называются по сильно извилистой реке Меандр, протекающей в Малой Азии и впадающей в Эгейское море. Первичная более или менее извилистая ось реки приводит к дифференциации скоростей водного потока (рис.7.7). При этом наибольшие скорости отмечаются вблизи вогнутой части береге, несколько ниже по течению от оси изгиба, а минимальные скорости прослеживаются на противоположной стороне русла. Изменение скоростей струй приводит к размыву и отступанию вогнутого берега и накапливанию материала и наносов вблизи противоположного выпуклого берега русла. В процессе последовательного наслоения наносного материала в изгибах рек формируются наклонные подводные поверхности в виде перекатов и отмелей.

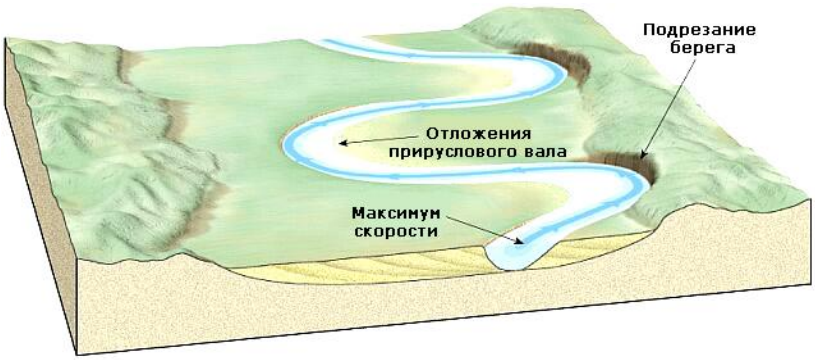



Рис. 7.7. Дифференциации скоростей водного потока в меандрирующей реке

Причленение новых слойков приводит к постепенному смещению русла в направлении вогнутого берега с образованием изгиба русла. Перемещение русла за счет меандрирования приводит к накоплению русловых отложений в пределах бокового горизонтального смещения водотока.

В вершинах излучин появляются плесы, представляющие собой наиболее глубоководные участки русла. Они обычно ограничиваются мелководными перекатами (рис. 7.8). Перекаты имеют вид широких гряд,пересекающих русло под некоторым углом к общему направлению течения. Такие наносные формы донного рельефа усиливают отклонение струй потока от одного берега к другому. В половодье, в периоды высокой воды плесы углубляются, а перекаты намываются, в межень идет обратный процесс – перекаты размываются, а вымытый материал сносится в плесы и они мелеют.

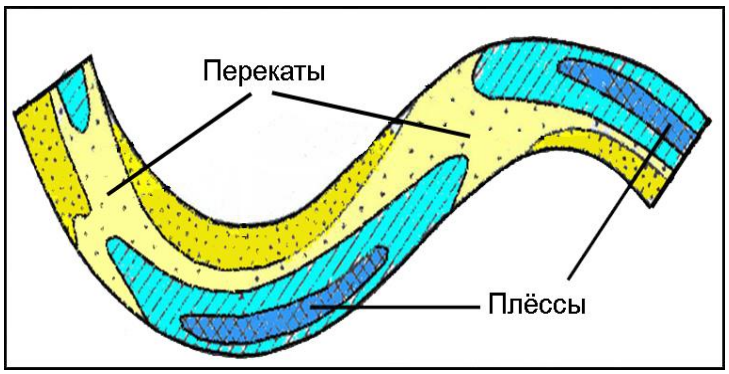



Рис. 7.8. Схема, иллюстрирующая распределение плесов и перекатов в меандрирующей реке (по Е.В. Шанцеру)

В результате длительного взаимодействия русла с речным потоком возникают плановые деформации русла в виде петель или излучин, которые, увеличиваясь, нередко заканчиваются прорывом перешейка между соседними излучинами с образованием двух рукавов. Со временем концевые части петли заносятся наносами, абывшие речные излучины превращаются в старицы, впоследствии они зарастают и заболачиваются.

Мощности аллювиальных аккумуляций определяются средними глубинами русла. В периоды высокой воды в русле происходит наиболее быстрое накапливание наносов, которые достигают предела вслед за снижением периода максимального стока. Различные динамические скорости водного потока на стрежне, плесах, перекатах, в прирусловых отмелях приводят к неодинаковой дифференциации аллювиальных осадков. Концентрация более грубого обломочного материала возрастает в условиях больших скоростей течения, обычно встрежневых частях реки. Для всей аллювиальной толщи, для составляющих ее пачек, слоев и даже слойков прослеживается прямая ритмическая сортировка материала от грубозернистого внизу до более мелкого и тонкозернистого вверху. Вниз по течению гранулометрический состав руслового аллювия в целом несколько уменьшается, а сортированность отложений возрастает. Однако впадение притоков и привнос новых значительных объемов твердого стока, увеличение в потоке взвешенного материала, суспензий может затушевывать или нарушать, указанную закономерность.

Специфической особенностью аллювиальных отложений являются седиментационные текстуры, обусловленные своеобразием аллювиального литогенеза. Русловые текстуры отличаются широким спектром различий и сходства между собой и другими неаллювиальными генетическими аккумуляциями. Они в наибольшей мере отражают устойчивый однонаправленный поступательный водный тип перемещения твердого стока. В зависимости от преобладания способа транспортировки материала рекой (перекатывание по дну, скачкообразное перемещение, перенос во взвешенном и растворенном виде), доминирования процессов размыва или аккумуляции, особенностей гидродинамических режимов и множестве других причин текстурные признаки в наибольшей мере отражают устойчивый однонаправленный поступательный водный тип перемещения наносов.

Наиболее широко распространенными, отражающими генетическое своеобразие аллювия, являются текстуры достаточно правильной косой и волнистой слоистости, знаков ряби, мульдовой, перекрестной и линейно-горизонтальной слоистости залегания песков. Часто косослоистые аллювиальные серии могут состоять из прямолинейныхслойков, наклоненных под углом до 25-30º. Такие слойки нередко разделяются горизонтально-слоистыми тонкозернистыми песками. Встречаемые иные типы аллювиальных текстур имеют менее четкие проявления или присущи также отложениям иного генезиса. Например, флювиогляциальным, волноприбойным и другим неаллювиальным аккумуляциям присуще параллельно-плоскостная и диагональная косая слоистость. Рябь течений и

волнений отмечается не только в аллювиальных отложениях, но является типичной также в озерно-ледниковых или озерных бассейнах. Горизонтальная ламинарная слоистость кроме аллювия встречается в отложениях пляжей и зандров. Для нижней части разреза русловой толщи характерна неотчетливая косая или клиновидная слоистость, которая иногда подчеркивается направленной ориентировкой более грубого материала. Слоистость здесь почти не выражена, имеет беспорядочный характер, изогнутость.

Основная толща руслового аллювия имеет вид налегающих друг на друга косослоистых серий, мощность которых вверх по разрезу уменьшается. Наиболее крупные тела линзовидной, волнистой илимульдовой формы и небольшой протяженности формируются в периоды высоких вод с присущими им частыми изменениями скоростей потока. Кверху размеры серий и внутренних пластов текстур уменьшаются. Изменение направления потока создает смещенную клиновидную косую слоистость. Крупная мульдовая косая слоистость основания сменяется кверху мелкой мульдовой или фестончатой слоистостью, а еще выше течениевой горизонтальной слоистостью или косой слоистостью ряби. Каждый тип слоистости может повторяться в пачках разделенных друг от друга плоскостями размыва, однако масштаб текстур в каждой вышезалегающей толще уменьшается. Нередко среди косослоистых серий встречается горизонтальная слоистость. Косые слойки в пачках и слоях обычно параллельны между собой и несогласно срезаются у верхней и нижней границы толщи, часто выполаживаются к основанию. Параллельные слойки чаще встречаются в нижних, а вогнутые – в верхних сериях. Для речных отложений в целом отчетливо проявляется однонаправленность косых слойков как в смежных сериях, так и по всему разрезу. Углы наклона косых слойков не зависят от мощности пачек и чаще всего колеблются в пределах 20-30°, изредка больше (рис. 7.9).

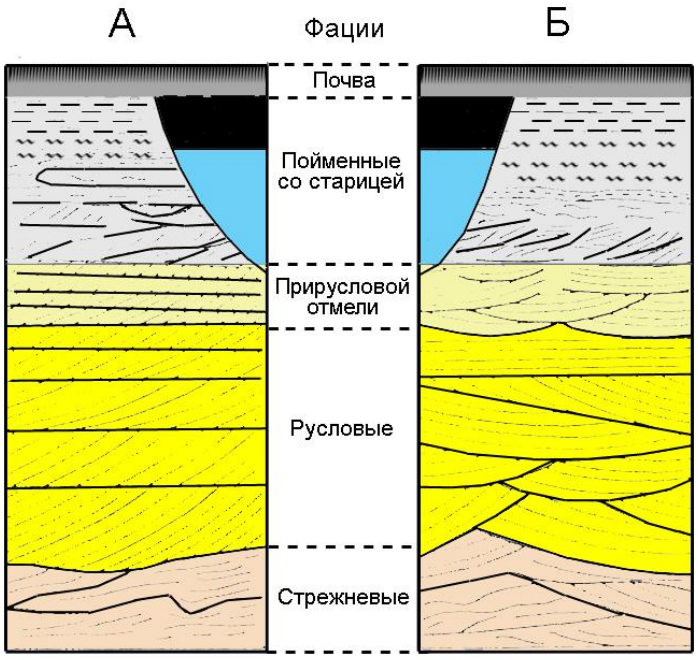



Рис. 7.9. Схема слоистости аллювиальных отложений в продольном (А) и поперечном (Б) сечении реки

В основании аллювиальных пачек иногда отмечаются остатки растительного и животного происхождения, внизу более грубые и крупные,

вверху – менее грубые и детритовые. Наличие органических остатков, их преобладающий черный цвет подчеркивает однонаправленное простирание слойков и границы пачек.

В русловых песках довольно часто встречаются раковины моллюсков. Само присутствие раковин в русловых песках, особенно погребенных аллювиальных свит, позволяет отличать аллювиальные отложения от сходных с ними по гранулометрическому составу и типу слоистости водно-ледниковых аккумуляций. В отложениях русла преобладают раковины, принадлежащие к группе речных видов. Форма раковин у них приспособлена для наименьшего сопротивления текучей воде. В качестве примера укажем на голоценовуюфауну моллюсков, выявленную в русловых песках р. Неман в разрезах Плебанское, Шембелевцы и Гожа (рис. 7.10).

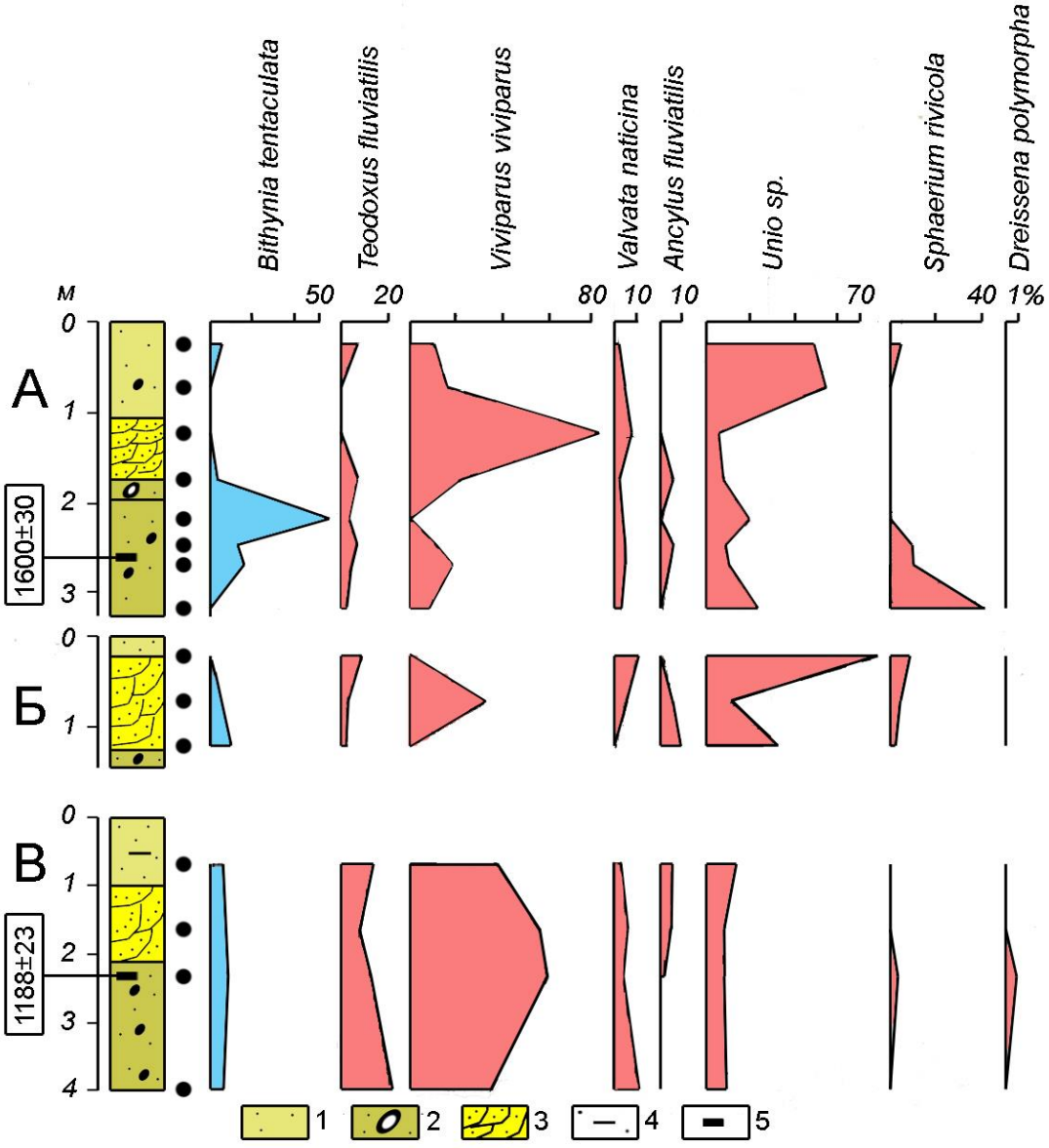



Рис. 7.10. Малакологические диаграммы русловых песков Немана в разрезах Плебанское, Шембелевцы и Гожа:
1 – песок и гравий, 2 – песок и валуны, 3 – песок косослоистый, 4 – песок заиленный, 5 – место отбора пробы на малакологический анализ

Во всех трех разрезах в большом количестве представлены раковины типичных речных видов (красный цвет) – *Viviparus viviparus, Theodoxus fluviatilis, Valvata naticina* и др. Наряду с ними встречаются раковины эвриэкологического вида *Bithynia tentaculata*, способного жить как в стоячей, так и текучей воде. Ввыделении фаций руслового аллювия основное значение придается различиям режимов турбулентности водного потока и отличиям формируемых осадочных аккумуляций. Е.В. Шанцер (1951) подразделяет русловой аллювий на перлювиальный, размыва, а также прирусловых отмелей и перекатов. Эта классификация лежит в основе рассматриваемой ниже генетическойклассификации руслового аллювия белорусских рек.

**Фация перлювия.** Образования перлювиальнойфациииили фации остаточного руслового грубого материалапредставляют собой скопления более или менее грубообломочного материала,вымытого водным потоком и покрывающие отдельные участки дна реки (рис. 7.11). Е.В. Шанцер (1951) считает, что с известным правом отложениями русловой фации или перлювием можно считать все вообще скопления различного состава, в том числе и местного происхождения слегка перемытых и переотложенных почти на месте своего первоначального залегания продуктов размыва ложа потока.



Рис. 7.11. Валуны в русле Днепра представляют собой фацию перлювия

Формирование фации происходит в результате размывающей деятельности реки, перекатывания, сальтации, выноса мелких частиц, взвесей и суспензий, когда на дне реки остаются более грубые первичные накопления, в основном, грубозернистые пески, гравий, галька и валуны. Для перлювиальной фации пойменных террас характерно присутствие песчаных карбонатных и железистых конкреций, а также окатанных обломков глины, илистой гальки, остатков древесины, иногда обломков раковин моллюсков и круаных костей млекопитающих, блоков слабосцементированных пород.

Остаточные концентрации крупнопсаммито-псефитового материала сосредотачиваются, в основном, в пределах тальвеговой полосы в наиболее пониженных частях русла и кос, а также встречаются в промоинах, водоворотных котлах. Наиболее часто участки скоплений грубого материала отмечаются в местах размыва грубых моренных супесей и суглинков, в зоне пересечения с краевыми ледниковыми образованиями, в местах, где дно и цоколь террас сложены более грубыми обломками горных пород.

Отложения перлювиальной фации имеют небольшие мощности. Они отличаются прерывистым распространением и линзообразной формой. Скопления грубого материала довольно быстро перекрываются мелко- и

тонкозернистыми осадками, что способствует их консервации. В этих случаях фация размыва располагается в нижней части руслового аллювия.В наибольшей степени эрозия дна реки и формирование данной фации проявляется в периоды половодий, обильных осадков, таяния снега. На небольших и медленно текущих реках перлювий, как правило, отсутствует.

**Фация размыва.** Синонимами фации размыва являются пристрежневая фация, стрежневая фация, фация базального горизонта, фация собственно-русловая. Фация размыва соответствует русловой тальвеговой зоне с особо неустойчивым, резкотурбулентным гидродинамическим режимом, с присущими ей наибольшими скоростями и сезонными изменениями течения водного потока. Отложения фации в течение всех сезонных колебаний уровня находятся под водой. Они тяготеют к выгнутой части русла реки и являются наиболее плохо отсортированными среди группы русловых фаций. В паводок здесь преобладает эрозия осадков, в межень – их аккумуляция. Фация размыва привязывается к самым глубоким местам русла реки, его мощность достигает максимума в углублениях рельефа подошвы аллювия. Средняя мощность отложений фации размыва увеличена в древнечетвертичных аллювиальных аккумуляциях. Заметна тенденция к снижению ее средней мощности в более молодых аллювиальных русловых осадках.

В разрезе отложениям фации размыва присущи частая и незакономерная смена наименее отсортированного песчаного и песчано-гравийного материала, частая и незакономерная смена слоев, резко различающихся по гранулометрическому составу от гравия и гальки, грубо- и крупнозернистых песков до быстро выклинивающихся маломощных прослоев и линз мелко- и тонкозернистых песков. Наиболее типичными текстурами здесь являются неправильнолинзовидная косая и диагональная слоистость, нередко с залеганием галечников в подошве слоев и линз. В нижней части разреза часто прослеживается слабовыраженная косая слоистость. Вверх по разрезу отложения часто имеют вид налегающих друг на друга косослоистых серий, у которых слойки срезаются в кровле или в подошве серийными швами нормального залеганияосадка (Ботвинкина, 1962). Некоторая часть осадков фации имеет неправильно-линзовидный облик в виде быстро чередующихся слоев крупнозернистых песков, гравия и гальки с маломощными прослоями тонких и более однородных песков.

Отложения фации размыва не всегда имеют типичный облик базального горизонта в виде хорошо отмытого песчано-гравийно-галечного материала. Часто углубления в постели аллювия выполнены супесчано-суглинистыми осадками со значительным включением гравия и гальки. Такие отложения обычно имеют мягкую и текучепластичную консистенцию и характеризуются неясной косой слоистостью.

Основную долю пристрежневой фации составляют пески крупно- и среднезернистые, часто разнозернистые, слабоотсортированные. В низах толщи чаще отмечаются гравий, галька до 10 см в диаметре, валуны небольших размеров. Так, русло Немана в пределах Гродненской

возвышенности гравийно-галечное и галечное, часто с крупными валунами (рис. 7.12).

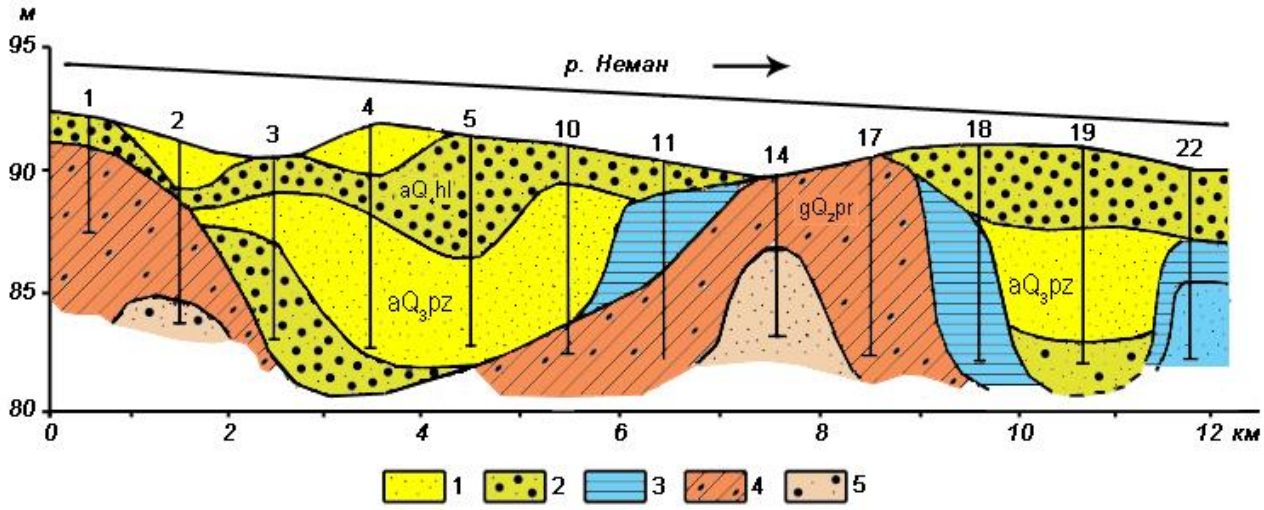



Рис. 7.12. Продольный геологический профиль русла Немана между дд. Пригодичи и Пышки – составлено Л.Н. Вознячуком и М.А. Вальчиком (1978) по материалам института «Гидропроект» им. С.Я. Жука, с изменениями:
1 – песок группы фациируслового аллювия, 2 – песок, гравий, галька фации размыва, 3 – лимногляциальные отложения, 4 – морена, 5 – флювиогляциальные отложения

Окатанность обломочного материала невысокая, преобладают угловато-окатанные разновидности. По Л.Б. Рухину (1947) средний балл окатанности обломков составляет 2,0-2,5. Пески пристрежневой фации аллювия (фракция 0,1-0,05 мм) наиболее благоприятны для концентрации минералов с плотностью более 3,5 г/см (ильменит, магнетит, циркон, рутил, несколько меньше гранаты). Общий выход минералов тяжелой фракции находится в пределах 0,7-2,1%.

**Фация перекатов.** Синонимы фации перекатов: фация ленточных гряд, фация подводной поперечной косы, фация подводной диагональной гряды, фация мелководных участков в виде вала, фация поперечной разовой гряды, фация внутрирусловых отмелей, фация мелководных участков русла. На крупных равнинных реках перекаты смещаются вниз по реке как вместе с меандрами, так и просто сползают по течению на прямых участках русла вслед за плесами. Это происходит за счет переотложения песчаного материала в передней крутой части с образованием передовых круто падающих слоев. Формы перекатов, их размеры, скорости, влияние на направленное развитие извилистого русла с размывом вогнутого берега у рек разных размеров и гидродинамических режимов могут быть самые разные.

Наиболее часто плесы отмечаются в пределах излучин изогнутых в противоположные стороны, тяготеют к средней части русла и, не доходядо высокого берега, способствуют отклонению течения от одного берега к другому. Возникающие при этом косо пересекающие русло перекаты разделяют верхнюю и нижнюю плесовые лощины (рис. 7.13). Основное

время формирования перекатов и их перемещения по течению связано с высокими половодными водами.

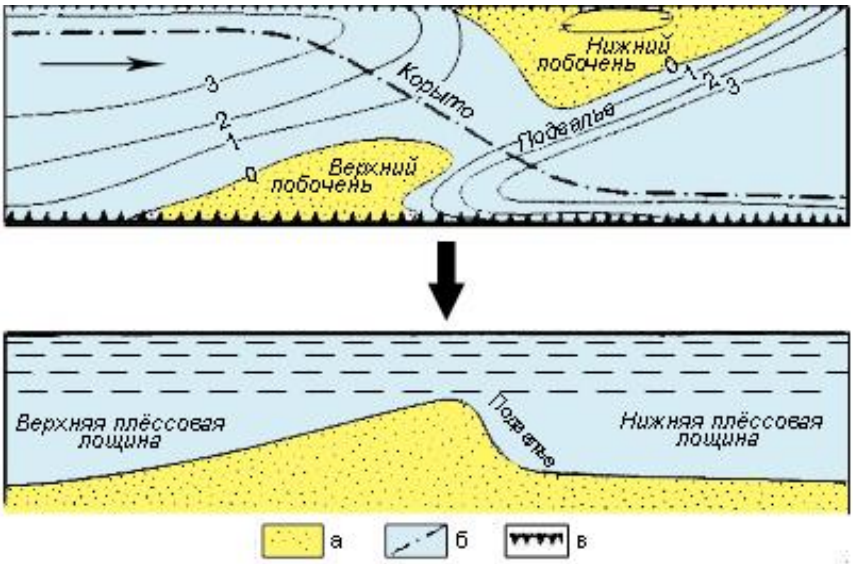



Рис. 7.13. Элементы переката: вверху — план в изобатах; внизу — профиль по линии стрежня (по Н.И. Маккавееву):
а — поверхность побочней, возвышающихся над меженным уровнем воды; б — линия стрежня; *в* — берега меженного русла; *1, 2, 3,* — изобаты

В строении перекатов отмечаются чередующиеся линзы разного механического состава и разной степени однородности. Иловатые и глинистые наносы полностью отсутствуют. Кровля фации переката в разрезе аллювия всегда залегает выше основания фации прирусловых отмелей. Отложения перекатов характеризуются увеличением мощности грубозернистых и плохо отсортированных осадков, тяготеющих к низам разреза. Встречаемые тут линзы грубозернистых песков по горизонтали, постепенно переходят в мелкозернистые песчаные аккумуляции. В нижней части толщи, слагающей отложения перекатов, наблюдается косая (диагональная) обычно крупная слоистость, а сами перекаты сложены грубозернистыми аккумуляциями, в том числе галькой, которые вверх по разрезу переходят в мелкозернистые отложения, сформированные в условиях низкого уровня вод. Еще выше могут залегать тонкозернистые пески и ил. В верхней части осадкиобычно имеют слоистость мелкой ряби, а на самом верху горизонтальную слоистость, которая может осложняться в последующем всякими нарушениями. Граница между грубозернистыми осадками и подстилающими тонкозернистыми аккумуляциями более раннего и древнего цикла другой фации отличается неправильными очертаниями. Иногда зона нарушенной слоистости имеет конволютные очертания. Такая слоистость может образовываться в результате сдвига, возникающего при возрастании турбулентности.

**Фация прирусловых отмелей.** У фации прирусловых отмелей такие синонимы: фация береговой отмели, фация кос, фация меандровых отмелей,

фация отмелей, фация русловых отмелей, периферийно-русловая фация, береговая пляжевая фация. Отложения прирусловых отмелей формируются в обстановках наиболее устойчивых режимов осадконакопления и обусловлены деятельностью поперечных циркуляционных токов водного потока при общих незначительных колебаниях скоростей течения воды в русле реки. Мощности осадков прирусловых отмелей у мелких и средних рек достигают несколько метров, у крупных рек – до 10 м и более (рис. 7.14).

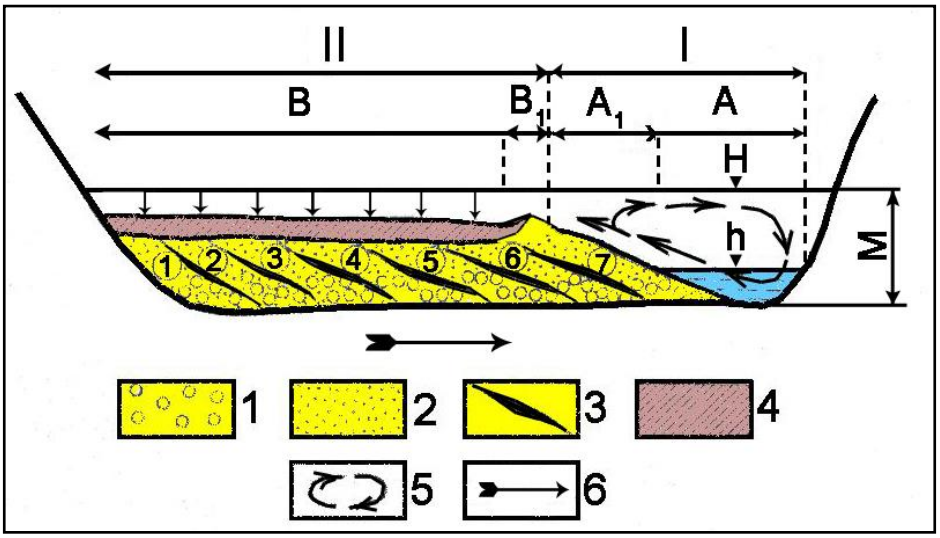



Рис. 7.14. Схема накопления руслового и пойменного аллювия (поЕ.В. Шанцеру): А – русло ($А_1$– русловая отмель); В – пойма ($В_1$– прирусловой вал); Н – уровень полых вод; h– уровень межени; М – нормальная мощность аллювия; I– зона намывания отложений, влекомых поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (1-7) – последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II– зона осаждения взвешенных наносов. Условные обозначения: 1– грубозернистые пески, гравий и галька; 2 – мелко- и тонкозернистые пески; 3 –прослой заиления; 4 – пойменный аллювий; 5 – токи поперечной циркуляции в русле; 6 – направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

В плане прирусловые отмели представляют собой систему подводных песчаных волн в виде серповидных отмелей, изогнутых валов дюн иди гряд ориентированных под некоторым углом к берегу. Форма песчаных прирусловых отмелей, их размеры зависят от типа русла, режима потоков, объемов твердого стока. Песчаные прирусловые аккумуляции нередко могут составлять основную часть руслового аллювия, при этом иногда их мощность в разрезе достигает глубины реки. Прирусловые отмели чаще привязываются к меандровым излучинам, реже встречаются в пределах относительно выпрямленных участков. В последнем случае они залегают симметрично у обоих берегов в виде пляжевых накоплений. Сравнительно стабильные русла формируют вытянутые песчаные полосы.

Прирусловые отмели небольших рек представляют собой скопления влекомого по дну песчаного материала у выпуклого берега в виде серповидных отмелей, которые плавно погружаются в русло и построены последовательным вертикальным напластованием песка разной зернистости.

У более крупных рек, на выпуклых сторонах русловых излучин отмелые косы имеют вид изогнутых валов, чередующихся с заиленными или тонкопесчаными понижениями глубиной до десятков сантиметров. В подвижных руслах меандрирующих рек за счет боковой миграции изгибов происходит аккумуляция песчаного материала более растянутого в ширину, чем у обычных прирусловых отмелей. Такие накопления песка сразу приобретают вид приречных пляжей. В разрезе пляжевые песчаные тела имеют вид выпуклых в кровле линз мощностью до 2-4 м. Пляжевые пески нередко примыкают к нижним частям прирусловых валов.

Отложения прирусловых отмелей сложены песками мелко- и среднезернистыми, хорошо отсортированными. Слоистость горизонтальная, перистая, в низах разреза диагональная и перекрестная, здесь встречаются косослоистые линзовидные прослои мощностью до 5-10см и наклоном слойков до 25-28°. Пески отличает частая смена направления падения. В толще пляжевых песков встречаются слойки мелкого материала мощностью от 10 см, нередки здесь также супеси и суглинки, залегающие согласно общему направлению косой слоистости. Встречаются включения органики. В прибрежной зоне пляжевых песков, в местах сочленения прирусловых отмелей в результате изменения гидродинамического режима основного русла реки, воздействия волнений, в приурезовой полосе могут накапливаться мелко- и тонкозернистые пески с прослоями естественных шлихов, содержащих в своем составе минералы тяжелой фракции.

Чередующиеся отмелые косы появляются в результате смещения русла в половодье. Наиболее значительное отложение твердого стока и формирование прирусловых отмелей происходит в периоды спада вод при резком ослабевании транспортирующей силы потока. В это время серии слойков, составляющих русловую отмель, могут накапливаться за часы или даже минуты. В наиболее простом виде механизм формирования песчаных волн прирусловых отмелей происходит за счет перемещения зерен по пологому склону и накапливания песка в виде нарастающих слойков на их крутых уступах вниз по реке.

Поверхность прирусловых отмелей обычно горизонтально-пологая, слабо наклоненная в сторону тальвега русла, уходит под уровень меженных вод, по высоте иногда может достигать уровня окружающей поймы. В нижних частях прирусловых отмелей преобладающей внешней формой поверхности песчаных волн являются дюнные разновидности. Для верхних участков прирусловых отмелей более характерными становятся проявления песчаной ряби плоскопараллельного типа и участки с относительно ровной поверхностью.

В межень песчаные волны могут выходить из-под воды. Об этом свидетельствует наличие на поверхности прирусловых песчаных форм заиленных участков, тонких алевритовых корок, прослоев тонкозернистых песков, которые отмечают верхнюю границу сезонной аккумуляции аллювия русловой отмели. Формы поверхности высокой части отмели, обнажающиеся

над уровнем реки вслед за спадом половодных вод, подвергаются разрушению под воздействием ветра и дождя.

Песчаные тела прирусловых отмелей в поперечном сечении могут изменяться от уплощенных форм с плоским основанием и относительно крутыми слоями до аккумуляций со слабовогнутой базальной эрозионной поверхностью. Иногда, в силу небольших скоростей придонных поперечных течений и незначительного выноса влекомых наносов к берегам, формируются недоразвитые прирусловые отмели в виде узеньких полосок едва поднимающиеся над меженным уровнем и примыкающие к основанию крутых хорошо очерченных стенок русла (Шанцер, 1951). Встречающиеся в руслах рек песчаные островки или «осередки», по мнению некоторых исследователей, следует рассматривать как фацию прирусловой отмели, возникающую от соединения симметрично расположенных русловых отмелей обоих берегов.

В строении прирусловых отмелей прослеживаются комплексы стратиграфических единиц вертикального наслоения прерывистых и линзообразных аккумуляций разной мощности, строения и состава наносов. В идеальном разрезе главнейшим типом слоистости является косая (диагональная) слоистость ряби течения и, в основном, слоистость крупной ряби, приуроченная преимущественно к низам разреза. Выше слоистости крупной ряби располагается зона слоистости мелкой ряби и слоистости восходящей ряби, которая иногда слагает довольно мощные пачки наносов. На разных участках прирусловых отмелей во многих случаях, слоистость мелкой ряби перемешивается с горизонтальной слоистостью, однако вверх по разрезу происходит постепенная смена слоистости мелкой ряби на горизонтальную. В верхней части разреза и на поверхности песчаных отмелей обычными являются илистые и глинистые прослои. Однако обычный разрез прирусловой отмели часто усложнен, в низах разреза нередко отмечается чередование слоистости восходящей ряби вместе с крупной диагональной слоистостью. Встречаются пологонаклонная слоистость облекания, волнистая слоистость рябиволнения, мелкая косоволнистая слоистость, слоистость, осложненная вторичными смятиями.

Различие текстур в разрезе связано с особенностями подводного рельефа русла, при этом значительную роль играют низкий и высокий уровень песчаных отмелей. В пределах низкого уровня отмелей преобладают более правильные типы косой (диагональной) слоистости. Такая текстура формируется при так называемой дюнной форме волочения донных отложений в виде закономерно построенных в плане песчаных волн с характерным наклоном крутых слоев вниз по течению, а пологих против течения.

Косая (диагональная) слоистость имеет однонаправленный, обычно параллельный или слабосмешанный характер и обусловлена изменением гранулометрического состава слойков. Мощность серий слоев до 1 м, часто 10-15 см, мощность слойков обычно менее 5-7 см. В слойках отчетливо

прослеживается огрубение: от мелко- и среднезернистого песка в кровле серии до средне- и крупнозернистого в подошве.

В осадках высокого уровня отмелей крупность аллювия уменьшается, диагональная слоистость более тонкая, косослоистые серии менее протяженные. Здесь наиболее распространены клиновидная форма, мелкая косоволнистая слоистость ряби течения и мелкая косая слоистость, переходящая в тончайшую мелко-линзовидную или мульдообразную косую или косоволнистую слоистость ряби течения, которая еще выше по разрезу превращается в полого-косослоистые серии или в тонкую параллельную слоистость. Вещественный состав отложений прирусловых отмелей обусловлен размерами зерен материнских пород, подвергающихся эрозии, переносимых рекой и поступающих в осадок при формировании отмелей.

Сортированность песчаных, песчано-гравийных и других твердых наносов прирусловых отмелей значительно выше, чем отложений фации размыва. Однако и здесь в разных прослоях отмечаются значительные колебания размеров обломков и частиц обусловленные изменением скоростей потока. Осадки, в основном, сложены песками мелкозернистыми и среднезернистыми. Гранулометрический состав песков несколько возрастает в местах увеличения потоковых скоростей, в основном, в направлении пристрежневой зоны и в полосе волнового перемыва, а также вниз по разрезу. Уменьшение размеров песчаных зерен наблюдается обычно впределах более высоких частей отмелей, в том числе и осушающихся в межень. В верхней части, а также на поверхности песчаных волн нередко сосредотачиваются раковинымоллюсков и другиеорганические остатки.

Реки с обильным и более грубым переносом твердого материала в основании косы первоначально откладывают более грубые накопления, нередко гравий, грубые крупно- и разнозернистые пески, которые вверх по разрезу сменяются пачками более тонкого материала, мелко- и тонкозернистыми песками, глинистыми и илистыми осадками. Реки, переносящие тонкозернистый материал, в нижней части разреза, как правило, имеют тонкозернистые слои, а в верхней – глинистые и илистые аккумуляции. Нередко верхняя часть разреза может быть в разной степени размыта рекой и сложена очередной серией или пачкой литологически разнородных отложений вследствие очередного этапа развития русла реки.

Изредка встречаются отмели, в строении которых отмечается значительная доля гравийного материала. Такие отмели характеризуются уменьшением размера зерен вниз по течению, при этом головная часть косы в верхнем по течению конце содержит гравия больше, чем вниз по течению. Тем не менее, следует отметить, что разнообразие строения отмелей в вертикальном и продольном разрезах велико. Разнообразие типов разрезов может изменяться даже в разных частях одной отмели.

В месте сочленения меандровой отмели с высокой поймой вниз по течению иногда образуется небольшой залив, ориентированный вверх по течению. Здесь отмечается изменение гидрологического режима, проявляемое в колебании уровня реки и воздействии волнений. Это приводит

к накапливанию мелко- и тонкозернистого песка и естественному шлихованию минералов тяжелой фракции. Степень сортировки песков обычно возрастает кверху и обычно колеблется от умеренной до хорошей. В осадках с одинаковым размером зерен встречаются иногда небольшие скопления мелкой гальки, илистые тонкие прослойки. В отложениях отмелей, как уже отмечалось, могут попадаться обломки древесины, раковин моллюсков, глинисто-илистые окатыши, промоины и карманы, заполненные органическим материалом. Фация песчаных отмелей характеризуется наибольшим количеством тяжелых минералов, содержание которых может иногда составлять 1,5-2,3%. Это связано с длительностью формирования ее в течение большей части года и характером скоростей водного потока, которые в наибольшей степени благоприятствуют сосредоточению тяжелых компонентов.

Следует отметить, что четких различий в разрезах отложений отмелей и перекатов, особенно у рек, несущих твердый сток преимущественно тонкозернистого состава, не имеется.

### 7.1.2. Группа фаций пойменного аллювия

Синонимами термина «группа фаций пойменного аллювия» являются группа пойменных фаций, группа фаций пойменных отложений, группа фации взвешенных паводковых отложений. К пойменным отложениям (25-35% объема речных отложений) относятся внерусловые аллювиальные осадки, слагающие более или менее плоское дно речной долины. Пойменные отложения формируются в результате эрозионно-аккумулирующей половодной деятельности реки, а также за счет горизонтальных меандровых смещений русла вниз по реке.

Пойменные площади представляют собой плохо дренированные, пониженные, более или менее ровные участки речной долины, примыкающие к действующим или покинутым руслам (рис. 7.15). В плане поймы имеют вид удлиненных пластовых или сегментных призматических тел, протягивающихся параллельно руслу. В разрезе они часто отличаются прямоугольной формой. Их границами служат, с одной стороны, само русло или прирусловой вал, с другой – борта долины или уступы надпойменных террас. Абсолютные отметки поймы не поднимаются выше максимально высокого уровня речной воды в периоды половодья или паводка. Поэтому пойменные отложения формируются в пределах паводковых площадей, которые служат как бы отстоем переносимого рекой твердого стока и взвешенных тонкозернистых осадков, после того как более грубые наносы отложились в русле и на прирусловых валах.

В отличие от русловых стабильных процессов осадконакопление в пределах поймы подвергается эпизодическим воздействиям речного потока. Пойма образуется на всех реках имеющих значительные колебания уровня воды. По сравнению со всеми аллювиальными аккумуляциями, отложения пойменных паводковых площадей отличаются наиболее мелко- и тонкозернистым материалом, которыйнередко чередуется в разрезе с менее

отсортированными песчаными, а также глинистыми и илистыми прослоями. При возрастании скоростей паводковых вод до 0,4-0,5 м/сек. количество твердого стока возрастает и соответственно увеличивается накопление более грубых песчаных осадков. В каждой серии осадков снизу вверх по разрезу может наблюдаться постепенное уменьшение размера зерен снизу вверх вплоть до взвешенных наносов в виде наилка.

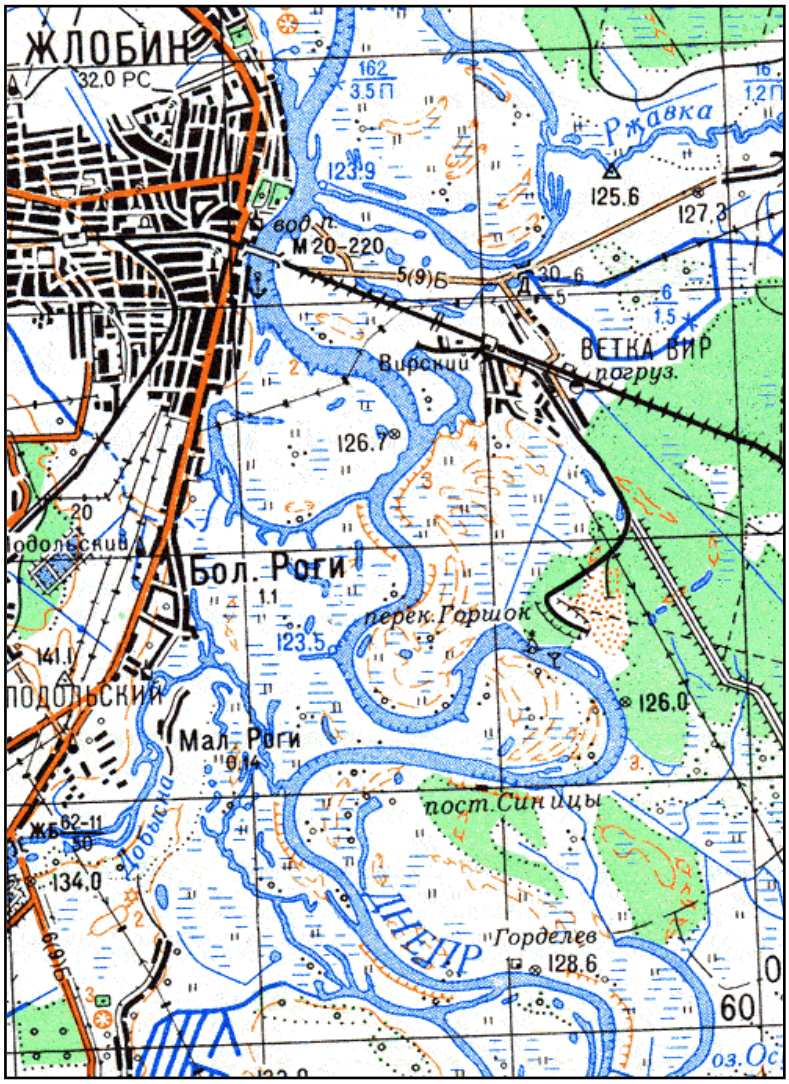



Рис. 7.15. Пойма Днепра у Жлобина на топографической карте масштаба 1:100000

Пойменные осадки обычно имеют горизонтально-слоистую текстуру, слоистость здесь более мелкая, чем русловая (рис. 7.16). Однообразные тонкослоистые илы с незначительным количеством прослоев песка могут перемежаться слойками песчано-алевритового и глинисто-илистого материала. Слоистость надпойменных накоплений обычно мелкая, иногда очень мелкая. Наиболее типичными видами слоистости являются невыдержанная косая слоистость, преимущественно одно- или разнонаправленного характера. Часто встречается плавно вогнутая, горизонтальная и слабоволнистая слоистость. Наблюдаются мелкие и изогнутые слойки, рябь течений, волнений, взмучивания. Подстилающие

слойки чаще всего тонкие, имеют однородное строение, часто слойки подчеркиваются растительным детритом или глинистым налетом. Такая слоистость обычно чередуется с косоволнистой, иногда с волнистой мелкой или линзовидно-волнистой. Для пойменных наносов характерны относительно быстрые и незакономерные латеральные замещения одних осадочных слоев на другие. Пойменные отложения нередко характеризует наличие органических обломков разной степени сохранности. Здесь встречаются карманы, заполненные остатками растений (иногда стволами деревьев), раковин моллюсков, костей мелких животных.

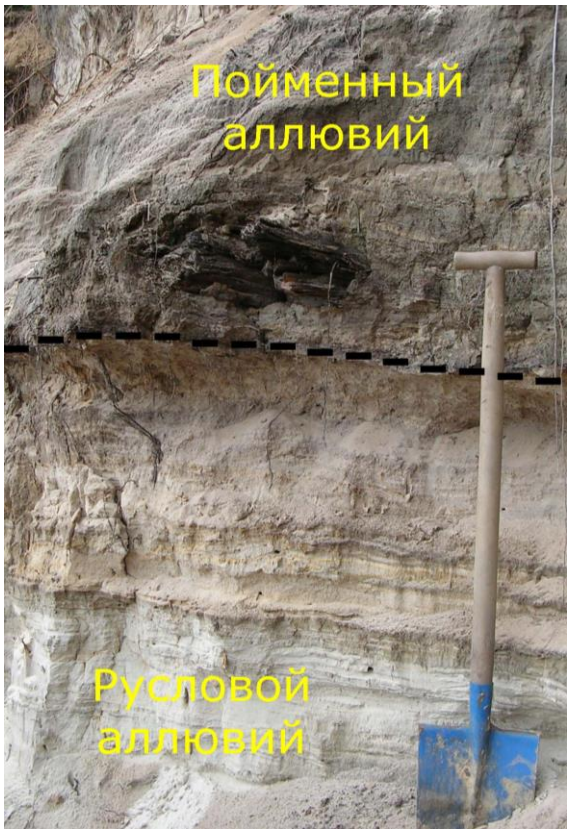



Рис. 7.16. Характер слоистости руслового и пойменного аллювия одной из небольших рек в бассейне Немана

В гранулометрическом составе пойменных накоплений на долю, мелкопесчаной фракции приходится 33%, объем крупноалевритовой части составляет 38%. В сравнении с русловой фацией здесь возрастает количество мелкоалевритовых и глинистых частиц.Для пойменных отложений характерны большие содержания таких тяжелых минералов как пироксены, амфиболы, апидот+циозиты, слюды, выветрелые зерна с плотностью 3,5-3,3 г/см$^3$. Накопление в пойменных осадках слюд, амфиболов и пироксенов, по-видимому, следует отнести за счет пластинчатой формы минералов. Часть из них покрыта глинистой пленкой. Автохтонный материал пойменных осадков разнообразен. Здесь часто присутствуют кроме гумусового вещества прослои и линзы торфа, железо-органические соединения, вивианит, стяжения и конкреции сидерита и кальцита, сульфиды железа, увеличивается роль

растворимого окисного железа $FeHCl0^{3+}$, встречаются гидроксиды марганца, карбонаты кальция.

Исследования Е.В. Шанцера (1951, 1966). И.В. Попова (1969, 1970, 1972), Ю.А. Лаврушина (1963, 1965) показывают, что каждому типу руслового процесса соответствует свой тип пойм, а сами поймы представляют собой продукты развития реки, результаты перемещения русла по речной долине, являются естественной частью руслового процесса. Между руслом и поймой происходит непрерывный обмен отложениями, подмыв берегов и эрозия поверхности пойм, с одной стороны, и накапливание песчаных, супесчаных, алевритовых, глинистых частиц и наилков в периоды половодий, с другой стороны. У многих рек, кроме поймы, заливаемой ежегодно и называемой низкой поймой, встречаются средняя и высокая пойма, которая подвергается затоплению через несколько лет. Обычно у рек кроме поймы имеется несколько аллювиальных надпойменных террас (древних пойм), ранее (обычно в позднеледниковье) служивших поймами.

Существуют поймы самого различного генезиса, строения, размеров, морфологических отличий и форм. Это объясняется сложным взаимовлиянием многочисленных факторов, из которых важнейшими являются следующие: климат, размеры рек, геологическое строение долин, активность русловой деятельности, частота и водность высоких паводков, объемы твердого стока, разновозрастность формирования отдельных участков пойм, общее расстояние поймы до активного русла, ледоход, ветер, болотная, луговая и кустарниковая растительность, влияние склоновых процессов. Поймы, как правило, весьма сложны по строению и часто имеют двучленное или трехчленное строение. Считается, что возраст пойм современных крупных рек составляет 8000-10000 лет. За этот период времени их русла могли несколько раз переместиться по пойме от одного коренного берега долины к другому. По особенностям рельефа выделяются несколько типов пойм, основными из которых считаются следующие.

1. Поймы с присущими им более или менее ровными или плоскими поверхностями и сложенные преимущественно глинистыми и илистыми отложениями.

2. Поймы сегментного типа, возникающие у меандрирующих рек. Эти поймы отличаются гривистым, иногда сложным гривистым рельефом.

3. Поймы лощинно-островного характера с малой расчлененностью поверхности, наличием широких лощин более или менее параллельных оси русла. Они обычно присущи рукавным рекам.

На отдельных, значительных по длине участках рек, поверхность поймы может иметь ступенчатый характер. Это обуславливается прерывистостью ранне- и среднеголоценовых поднятий территории, которое развивалось унаследовано, в зависимости от гляциоизостатических движений земной коры. В частности, поверхность поймы р. Неман, особенно в среднем течении (в пределах Беларуси) т.е. в области поозерского оледенения,

обладает ступенчатым обликом (Вознячук, Вальчик, 1987). Тоже отмечается на Западной Двине.

Условия осадконакопления взвешенных наносов на разных отрезках реки и участках поймы, в пределах различных пойменных радиальных зон неодинаковы. В частности, общая мощность осадков поймы уменьшается в сторону от русла в направлении притеррасной или присклоновой зоны долины. Поэтому нередко поверхности пойм имеют общий наклон от русла к склонам долины. Несмотря на небольшие мощности аллювиальных отложений, достигающие у небольших и средних рек до 3-5 м, эти аккумуляции в значительной мере могут сглаживать первоначальный цокольный гривистый рельеф, прирусловые валы и другие формы вслед за постепенно смещающимися вогнутыми берегами или меандрами. На высоких поймах определенную, обычно небольшую роль играют эоловые процессы. В этих случаях некоторое развитие получают дюнные пески, мелкий песчаный и пылеватый материал, который может сдуваться, перевеваться, переотлагаться. В ряде случаев влияние на строение пойм оказывают неаллювиальные осадки – делювий, пролювий, другие склоновые образования.

Изучением и классификацией пойменных фаций занимались многие исследователи. Наиболее глубокие и интересные работы по Русской равнине по выделению фациальных разновидностей были выполнены Г.Ф. Мирчинком (1948), Н.И. Маккавеевым (1955, 1971), И.С. Щукиным (1960), Ю.А. Лаврушиным (1963, 1965), А.А. Лазаренко (1964), Г.Ф. Обидиентовой (1975) и другими.

В предлагаемой нами генетической классификации, в зависимости от динамических различий формирования пойменных аккумуляций, в условиях Беларуси, по-видимому, целесообразно выделение фации прируслового вала, фации приречной поймы и фации притеррасной поймы.

**Фация прируслового вала.** Прирусловые валы (береговые валы, прирусловые дамбы, поднятый берег реки) представляют собой узкие, вытянутые вдоль берега и ограничивающие ее берега, линейные положительные формы прирусловой поймы в виде гряд, валообразных и клиноподобных возвышении приподнятых нешироких участков берегов или узких дамб. Отложения прирусловых валов формируются за счет преобладающего воздействия боковой миграции руслового потока и быстрого накопления влекомых наносов на кромках русла или ближайших к руслу частях поймы во время половодья или паводка за счет резкого падения скорости течения воды при растекании на пойме. Наибольшая высота прирусловых валов отмечает уровень нанесенного материала в период высоких вод.

Как правило, более высокая часть прирусловых валов и их более крутые склоны отмечаются со стороны русла, со стороны поймы их склоны более пологие и омывные. Прирусловые валы лучше развиты на вогнутых берегах русла, на выпуклых берегах они постепенно преобразуются в верхние косы. По мере роста вала в высоту на него выносится все меньшее

количество наносов, причем наносы приобретают все меньшие гранулометрические размеры. Так как половодья бывают неодинаковой высоты, то ислои отложений и крупность обломочного материала по разным годам имеют различия. В периоды высоких вод откладываются более мощные слои, содержание осадки наибольшего гранулометрического состава.

Сложены прирусловые валы песками, часто мелкозернистыми, грубыми алевритами, глинистыми песками с тонкими прослоями глин и алевритов, содержат обломки растений, корневые остатки. Встречаются линзочки супесей и суглинков до 2-3 см. Гранулометрический состав наносов прируслового вала по мере удаления от русла, а также вверх по разрезу, уменьшается. В верхней части разреза часто на глубинах до 0,6-1,0 м от поверхности пески ожелезнены. Иногда встречаются слои лимонита неправильной линзовидной формы мощностью до 10-20 см.

Песчаные отложения прирусловых валов отсортированы значительно лучше, чем пески фации русловых отмелей. Они сложены более тонким материалом, чем соответствующие им отложения прирусловых отмелей. Однако в сравнении с осадками поймы, наносный материал прирусловых валов более грубый и более крупный. Прирусловые валы подстилаются пляжевыми песками или осадками прирусловых отмелей.

В строении прируслового вала прослеживается определенная закономерность. Слои отложений в поперечном разрезе вала обычно повторяют его выпуклые очертания. Самые мощные слои залегают в основании. К вершине их мощность убывает, но не всегда закономерно. В верхних частях разреза иногда попадаются прослои большей мощности, чем нижние, наиболее крупная косая слоистость отмечается, в основном, на стороне более крутых склонов. Гребни валов, вышедшие из-под воды, быстро покрываются растительностью, которая способствует усиленному осаждению наносов, и потому гребни растут в высоту быстрее, чем дно поймы. Иногда слои осадков сильно насыщены разными растительными остатками, корнями трав.

При резких смещениях выпуклого берега вдоль сформированного ранее берегового вала создается более широкая, чем обычно, полоса водного потока с малыми скоростями. Это приводит к формированию нового берегового вала, причленяемого к уже существующему. Такие чередующиеся валы формируются все время, пока растет меандровая излучина.

Прирусловые валы некоторые исследователи (Лазаренко, 1964 и др.) в определенной мере рассматривают в качестве переходных между русловыми и пойменными аккумуляциями. С одной стороны они, являются верхними частями прирусловых отмелей, с другой – находятся в пределах поймы в качестве составной ее части (рис. 7.17).

В осадках прирусловых валов отмечаются многие типы слоистости: косая слоистость мелкой ряби, слоистость восходящей ряби, горизонтальная слоистость, согласное напластование илистых слоев. Однако преобладающими типами слоистости являются крсослоистая или диагональная облекающая слоистость с мощностью серий до 0,5-0,8 м. На

вершине вала слоистость неясная, однако встречается и крупная косоволнистая, часто смешанная со слоистостью ряби течения. В основании валов отмечается более мелкая косоволнистая слоистость ряби течения. В середине слоев встречаются горизонтальные и диагональные типы слоистости с редкими линзочками крупнозернистого песка мощностью до 5-10 см с косой слоистостью. В тонких прослойках алевритов верхней части вала и покрывающих вал наблюдается полого-наклонная облекающая слоистость, реже встречается слоистость мелкой ряби течения.



Рис. 7.17. Прирусловые валы на Вилии возле Жодишек

На вершине вала и внешнем склоне его, обращенном к реке, слоистость в значительной степени падает к реке и вниз по течению. На внутреннем склоне вала слоистость почти целиком падает от реки.

Поверхность валов довольно часто покрыта маломощной алевритовой коркой заиления. Обычно песчаный слой мощностью в несколько десятков сантиметров перекрывается илистым слоем мощностью несколько сантиметров. В редких случаях попадаются участки, когда песчаные и илистые прослои по мощности одинаковы.

С удалением от русла пески пологого склона вала резко выклиниваются и замещаются илистыми осадками и переходят в пойменные отложения.

Наиболее хорошо сохранившиеся песчаные прирусловые валы встречаются по берегам Днепра, Сожа. Прирусловые валы, сложенные грубым материалом на отдельных сравнительно небольших участках, встречаются по Западной Двине. Относительно малое развитие прирусловых валов на других реках объясняется ограничением влекомого донного твердого стока и обилием взвешенных наносов.

**Фация приречной поймы.** К приречной (центральной) части обычно относят пониженную часть поймы, лежащей вне русловых валов со спокойным, ровным или слабоволнистым рельефом с отдельными небольшими гривами и разделяющими их межгривными понижениями. В пределах приречной поймы паводковые валы могут отлагать не только илистые, но значительные количества песчаного материала.

Сложена приречная пойма, обычно глинистыми, глинисто-илистыми и мелко-, и тонкозернистыми накоплениями (рис. 7.18). У рек с относительно

быстрым течением встречаются некоторые количества песков грубозернистого состава. Обычными здесь являются прослои супесчаного и суглинистого материала с ржавыми пятнами ожелезнения. Пески на отдельных участках пятнами подвержены цементации железистым материалом, при этом ожелезнение более характерно для верхней части разреза. Прослойки суглинка к подошве часто переходят в супесчанистые и песчанистые разности. По всему разрезу встречаются небольшие уплотненные линзочки пылеватых песков, иногда растительные остатки (листья, корни и др.).



Рис. 7.18. Отложения приречной (центральной) поймы на Вилии возле Жодишек

Мощность прослойков по простиранию изменяется, иногда они вовсе выклиниваются. Кровля прослойков часто резкая, отчетливая и обычно перекрывается песчаным материалом. Формирование приречной поймы происходит в периоды половодий, когда водой заносятся и отлагаются взвешенные частицы твердого стока, выполняющие неровности рельефа. Осадконакопление начинается с формирования песчаного слоя, который кверху последовательно уменьшается до глинистых частиц и ила. Значительная часть таких аккумуляций имеет горизонтальную, пологую и слабоволнистую слоистость с хорошо выраженным сезонно-ритмичным характером накопления в виде чередующихся светлых алеврито-песчаных и темных глинистых и гумусированных прослоек толщиной до 1-3 см, иногда больше. Встречается слоистость восходящей ряби, а также мелкомасштабная косая слоистость. На некоторых участках имеет место распространение растительных остатков. В пойменных отложениях нередки слоистости конволютного и линзовидного характера, которые обычно находятся в верхних частях песчаных серий осадков и в верхнем илистом слое,

возникающие за счет смешения масс. Е.В. Шанцер (1951) и Ю.А. Лаврушин (1961) отмечают более резкую верхнюю границу глинистых прослойков по сравнению с нижней, что объясняется постепенным спадом половодья. Часто наблюдается такая картина между кровлей песчаных и подошвой суглинистых слоев.

С удалением от русла реки слоистость может постепенно исчезать, в этом же направлении уменьшаются размеры зерен и частиц. Одни и те же прослойки на гребнях грив и на дне межгривных ложбин могутсущественно различаться по гранулометрическому составу, так как скорость седиментации аллювия в межгривных ложбинах почти в полтора-два раза больше, чем на гривах (Лазаренко, 1964). Общая мощность аллювия приречной поймы на разных реках и даже на отдельных отрезках одной реки различна и может изменяться от 1-2 м до 10-15 м.

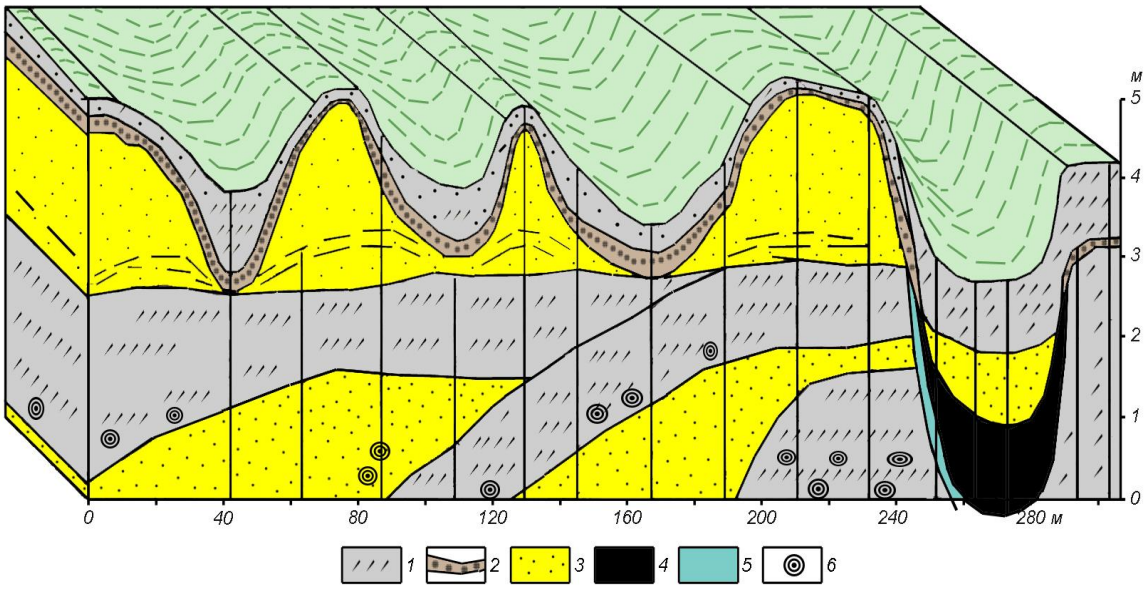



Рис. 7.19. Блок-диаграмма сегментно-гривистой поймы р. Сож у д. Поленовка (между Веткой и Гомелем):
1 – супесь, 2 – погребенная почва, 3 – песок, 4 – торф, 5 – алеврит, 6 - древесина

На извилистых реках пойменные гривы формируются у выпуклых берегов излучин. Понижения между ними, вначале покрытые водой, со временем заполняются осадками, зарастают влаголюбивой растительностью и превращаются в межгривные понижения. Последовательное причленение к выпуклому берегу пойменных грив и межгривных понижений создает сегмент с гофрированной поверхностью. Образование одной пойменной гривы занимает десятки лет, а весь цикл развития излучины от начала ее искривления до спрямления – сотни лет. За весь период существования поймы меандрирующей реки процессы возникновения, развития и блуждания излучин по дну долины протекали многократно, поэтому рельеф современной поймы представлен мозаикой из гривистых пойменных сегментов и озер-стариц по их краям. Такую пойму называют сегментно-

гривистой, а сегменты – «веерами блуждания», подчеркивая их происхождение (рис. 7.19). Поверхность поймы обычно задернована и покрыта густой злаково-травянистой растительностью.

**Фация притеррасной поймы.** Притеррасная пойма представляет собой пониженную часть поймы, примыкающую к надпойменной террасе или коренному склону долины. Формирование осадков такой поймы отличается медленными процессами аккумуляции, ее отличает частое присутствие стариц и болот.

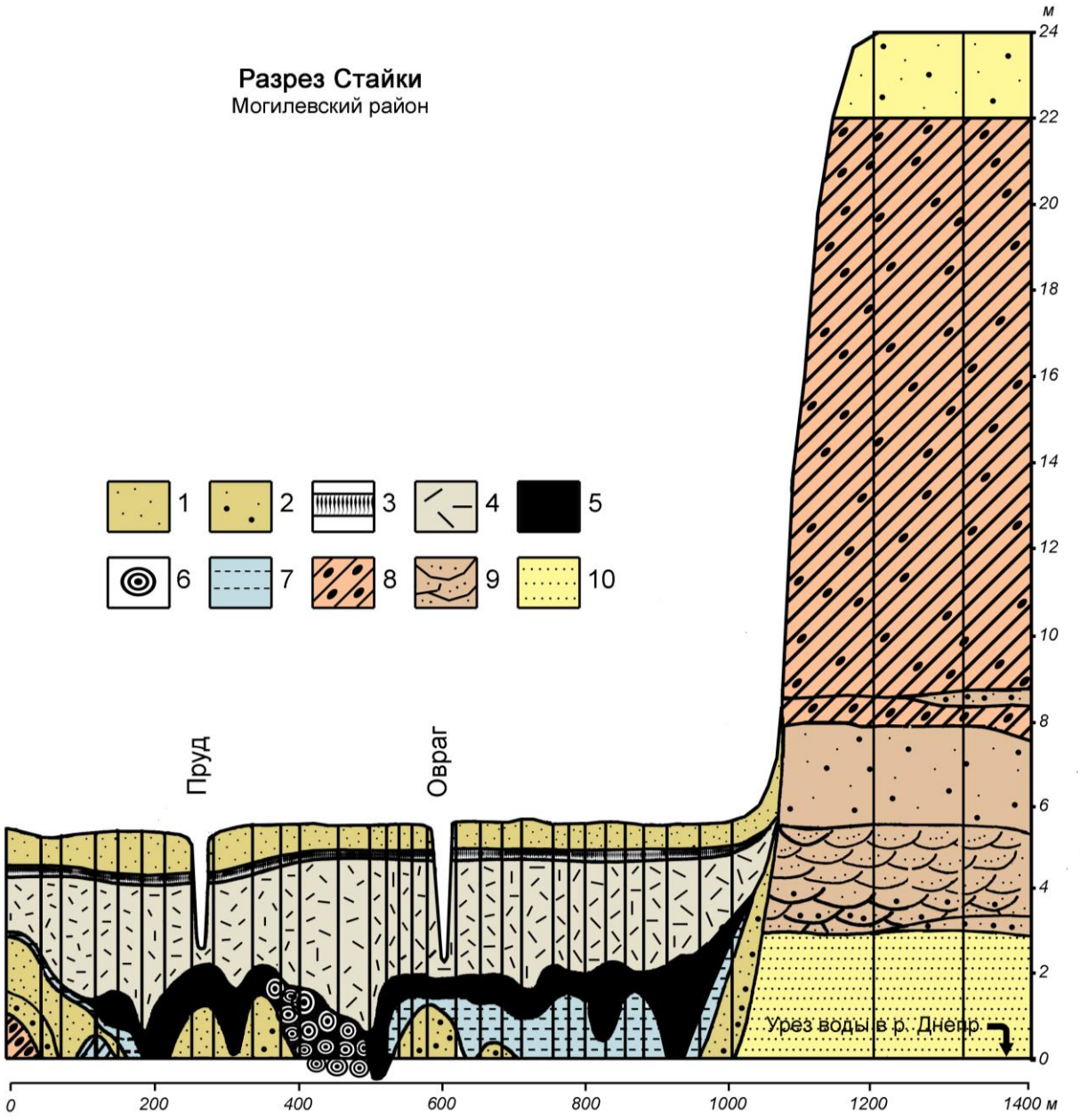



Рис. 7.20. Строение притеррасной поймы Днепра у д. Стайки Могилевского района Могилевской области:
1 – песок пойменный, 2 – песок с гравием и гальками, русловой, 3 – погребенная почва, 4 – супесь и суглинок пестрой окраски, ожелезненный, 5 – органогенные отложения, местами с торфом, 6 – стволы деревьев, 7 – алеврит, суглинок, 8 – морена, 9 – песок косослоистый, флювиогляциальный, 10 – песок слоистый

Отложения фации притеррасной поймы (фации притеррасного понижения, фации присклоновой поймы, фации тыловой поймы, фации внутренней поймы), сложены преимущественно илистыми, алевритовыми и глинистыми, неслоистыми или скрыто- и тонкослоистыми накоплениями с характерными в верхней части почвенными элювиальными и иллювиальными горизонтами, многочисленными ржаво-бурыми пятнами, гнездами, и прослоями ожелезнения, наличием мелких (до 1-2 см) округлых сцементированных гидроксидами железа и марганца бобовин и конкреций. Имеются частые включения растительных остатков (листьев, корней, обломков древесины, стволов деревьев). В разрезе отложений притеррасной поймы иногда встречаются прослои и линзы тонко- и мелкозернистых песков, а также глин и торфа озерного генезиса (рис. 7.20).

Нередко отложения представлены скрытослоитсыми или неяснослоистыми супесями и суглинками с гумусовыми прослоями. Часто указанные аккумуляции являются какбы переходными к настоящим почвам. Здесь часто встречаются прослои заиления, растительные остатки, прослои погребенных почв. Следует отметить, что почвообразовательные процессы, корневая деятельность растений, воздействие роющих и копытных животных в значительной степени сказываются на изменении первичной слоистости вплоть до превращения ее в неясную, иногда неяснолинзовидную слоистость.

В пределах притеррасной поймы вообще типичными являются аккумуляции, представляющие собой переходные разности от яснослоистых тонких осадков к неслоистым и скрытослоистым гумусированным и илистым прослойкам переходящими в типичные почвы лугового типа.

Вся масса породы подвержена интенсивному ожелезнению проявляющемуся в виде гнезд, потеков и разводов, лимонитизации. Наблюдаются черные тонкие, беспорядочно ориентированные прожилки марганцовистых примазок. Лимонит часто выполняет внутреннюю поверхность пор и трещин, а в породе служит цементом.

### 7.1.3. Группа фаций старичного аллювия

Старицами или староречьями называются участки ранее существующих и заброшенных участков русла, покинутых потоком меандра, полностью или частично отделившимися от реки. По характеру осадконакопления старичные осадки являются переходными между собственно речными и бассейновыми образованиями.

Старицы или отрезанные русла возникают при спрямлении излучины или срезании шейки меандра путем прорыва перешейка петли, разработки или выработки, спрямляющей протоки. В плане старичные образования имеет дугообразную (изогнутую, удлиненную, серповидную, округлую) форму залегания. Отрезанные от русла старицы всегда привязываются к пойменным притеррасным понижениям и ориентируются обычно вдоль подошвы террасы. Встречаются, в основном, в пределах пойм, очень редко на первой или более высоких террасах.

Отложения группы фаций старичных образований составляют примерно 5-8% от объема речных осадков. В покинутом потоком русле сохраняется бассейновый водный режим в течение всего года. Здесь происходит медленное накопление осадков, занесение и закупорка осадками обоих концов старицы, что приводит к изоляции изгибов прежнего русла и превращения его в озерную старицу. На концах таких отделяющихся озер вначале осадконакопление идет достаточно быстро, которое затем постепенно снижается. При полном отчленении старого русла от реки, осадконакопление резко замедляется. Во время паводков накапливается небольшое количество более грубого материала, вплоть до песчаного. В дальнейшем, в результате заиливания, последующих процессов оплывания берегов и зарастания, старица преобразуется в пойменное болото, а затем и в сухую пойменную ложбину или притеррасное понижение. Мощность отложений зависит от глубины покинутого русла.

В разрезе старичных образований нередко сохраняется полная форма русла. В нижней части отложения представлены преимущественно песчаными и песчано-алевритовыми осадками русла, сменяемыми вверх по разрезу аккумуляциями типично озерного характера алевропелитового и пелитового состава с характерной микрослоистой текстурой. Слоистость обусловлена чередованием слойков с различной крупностью зерен. Мощность слойков 1-2 мм, реже более, изредка достигает 5-10 см. В верхней части разреза преобладают слои обогащенные органикой, переходящие в самом верху в торфяники. Здесь иногда содержатся значительные объемы карбонатно-сульфатных осадков. Слойки, обогащенные глинистым материалом, ожелезнены сильнее, чем прослои со средним размером зерен. Для суглинистых разностей часто характерны подтеки и полосы ожелезнения, расположенные несогласно слоистости. В суглинистых осадках встречаются включения карбонатов, в виде кружочков, эллипсов и других изометрических форм до 2-3 мм в диаметре. В кровле обычными являются прослойки суглинков темных, зеленоватых, песков буровато-черных, илов черных. В разрезе часто попадаются полуразложившиеся и разложившиеся остатки растений бурого и черно-бурого цвета. Нередко границы кровли и подошвы прослойков супесей и суглинков волнистые, иногда имеют бурые цвета, по-видимому, за счет окисления закисных форм железа.

Среди осадков стариц распространены линзы пресноводных мергелей с раковинами моллюсков, известковых супесей и иных карбонатных отложений. Формирование этих осадков связано с растворением карбонатов кальция в четвертичных отложениях водосборов, смывом вниз по склону и аккумуляции на дне речных долин. По сравнению с другими фракциями аллювия, старичные осадки наиболее обогащены железом. Его содержание в песках составляет 0,6-1,0, в глинах до 4-4,9%, при этом резко преобладает $FeHCl^{2+}$ (до 80%). Здесь обычными являются вивианит, гидроксиды марганца, кремния, сидерит, карбонаты кальция, стяжения сидерита, кальцита, диагенетические сульфиды железа.

Отложения группы стариц довольно изменчивы. Общим их признаком является преобладание в нижней части отложений близких к озерным, а в верхней части – к болотным осадкам. Это дает основание для разделения группы фаций старичных отложений на две фации – старично-озерную и старично-болотную.

**Фация старично-озерная.** Отложения старично-озерной фации (фация отрезанных русел и озер, фация заполнений русел) формируются в открытом водоеме, отшнуровавшемся от реки, в котором происходит отложение взвесей паводковых вод и накапливание оплывающего с бортов материала. Господствующими отложениями в разрезе являются иловатые породы, супеси исуглинки. Для отложений характерны темные цвета из-за обилия органического вещества. В некоторых случаях преобладают мелко- и тонкозернистые пески со значительной примесью пылеватых и глинистых частиц и органики. Восстановительная среда часто приводит к оглеению. Цвет в этих случаях становится зеленоватым и сизо-серым, иногда черным.

Вниз по разрезу глинистые и иловые неслоистые или неяснослоистые осадки постепенно переходят в песчаные отмытые русловые аккумуляции.

Наиболее представительными образованиями старичного аллювия являются мелкие пески, крупные и мелкие алевриты, глинистая и иловая составляющая. Для старичных отложений характерны бесформенные охристые образования, гидроксиды железа, попадается вивианит, кальцит и сидерит. Общий выход акцессориев тонких старичных образований колеблется от 0,3 редко до 1,2%. Из тяжелых минералов в отложениях превалируют компоненты, имеющие плотность менее 3,3 г/см$^3$.

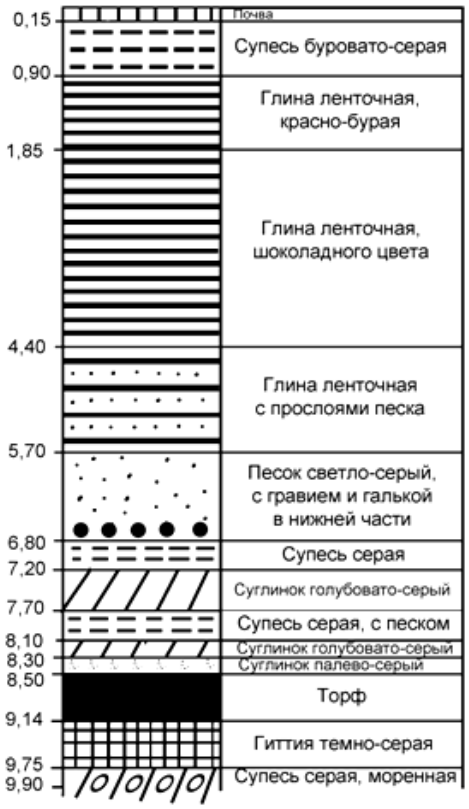



Рис. 7.21. Разрез старично-озерных и старично-болотных отложений Богатыревичи на Немане муравинского возраста

Межледниковые старичные отложения характеризуются отчетливой широкослоистой текстурой и послойным распределением тонкодисперсного глинистого и гумусового материала, послойным расположением растительных остатков. В качестве примера можно привести межледниковые муравинские старичные аккумуляции муравинской аллювиальной свиты в долине р. Неман у Княжеводцев, Богатыревичей, Комотово.

Наиболее репрезентативным является разрез Богатыревичи (рис. 7.21), поскольку он расположен в центральной части Скидельского приледникового водоема и почти вся его толща сложена древнеозерными осадками. В нижней части этого разреза вскрываются моренные супеси, опускающиеся до меженного уровня воды. На бортах низины эта морена выходит местами на дневную поверхность. На морене в Богатыревичах залегают две пачки озерных отложений: нижняя органогенная и верхняя кластогенная.

Органогенные отложения изучаются с конца XIX столетия. Среди исследователей этого разреза были А.Б. Миссуна, В.Н. Сукачев, В. Шафер, Б. Сродонь, Л.Н. Вознячук, П.И. Дорофеев, Ф.Ю. Величкевич, М.А. Вальчик, В.Л. Шалабода, Г.И. Литвинюк и др. На основании палеоботанических и геологических данных ими проведена реконструкция развития растительности и доказан муравинский (эемский) возраст толщи. Ими также было высказано предположение, что рассматриваемая линза озерно-старичных отложений расположена в пределах погребенной муравинской террасы Немана.

При подготовке к проведению полевого международного симпозиума по четвертичной геологии (2002 г., Гродно) и в связи с выполнением хроностратиграфических и палеоклиматических исследованием в рамках международной программы ИНТАС нами было предпринято дополнительное изучение разреза. Бурение трех скважин, проведенное с целью оконтуривания площади распространения органогенных отложений, показало, что линза имеет небольшие размеры (не более 200 м в поперечнике). Косвенно это является подтверждением предположения об аллювиальном генезисе толщи.

**Фация старично-болотная.** Старично-болотные образования представляют собой зрелую стадию развития старично-озерной фации и являются какбы переходной стадией развития между старичными и собственнопойменными отложениями. Отложения старично-болотного генезиса обычно представлены торфом, тонкозернистыми супесями и суглинками, алевритами и пелитами, часто болотного типа, о чем свидетельствуют многочисленные мелкие пятна ожелезнения. В осадках заметна горизонтальная, ленточная, пологоволнистая, неясная или скрытая слоистость. В низах разреза иногда встречаются единичные косослоистые серии, соответствующие паводкам половодий периода развития стариц в качестве начальных стадий отчленения от русловой протоки. Вверх по разрезу косая слоистость сменяется горизонтальной и пологой слоистостью. Отложения нередко становятся глинистыми, а их цвета черно-зелеными или сизо-серыми, что свидетельствует о восстановительных условиях. Встречаются текстуры оплывания, нарушения слоистости корнями растений,

следы копытных и роющих животных, скопления растительных остатков. Обычными являются пятна ожелезнения и вертикальное ожелезнение по ходам корней, характерно присутствие вивианита. В пониженных местах обычны заторфованные, преимущественно осоковые болотные накопления небольшой мощности (не более 1,0-2,0 м). В торфе встречаются прослойки и гнезда болотных мергелей желтоватого и серого цвета с большим содержанием $CaCO_3$ до 35-45%. В нижних слоях разреза иногда попадаются значительное количество раковин пресноводных моллюсков.

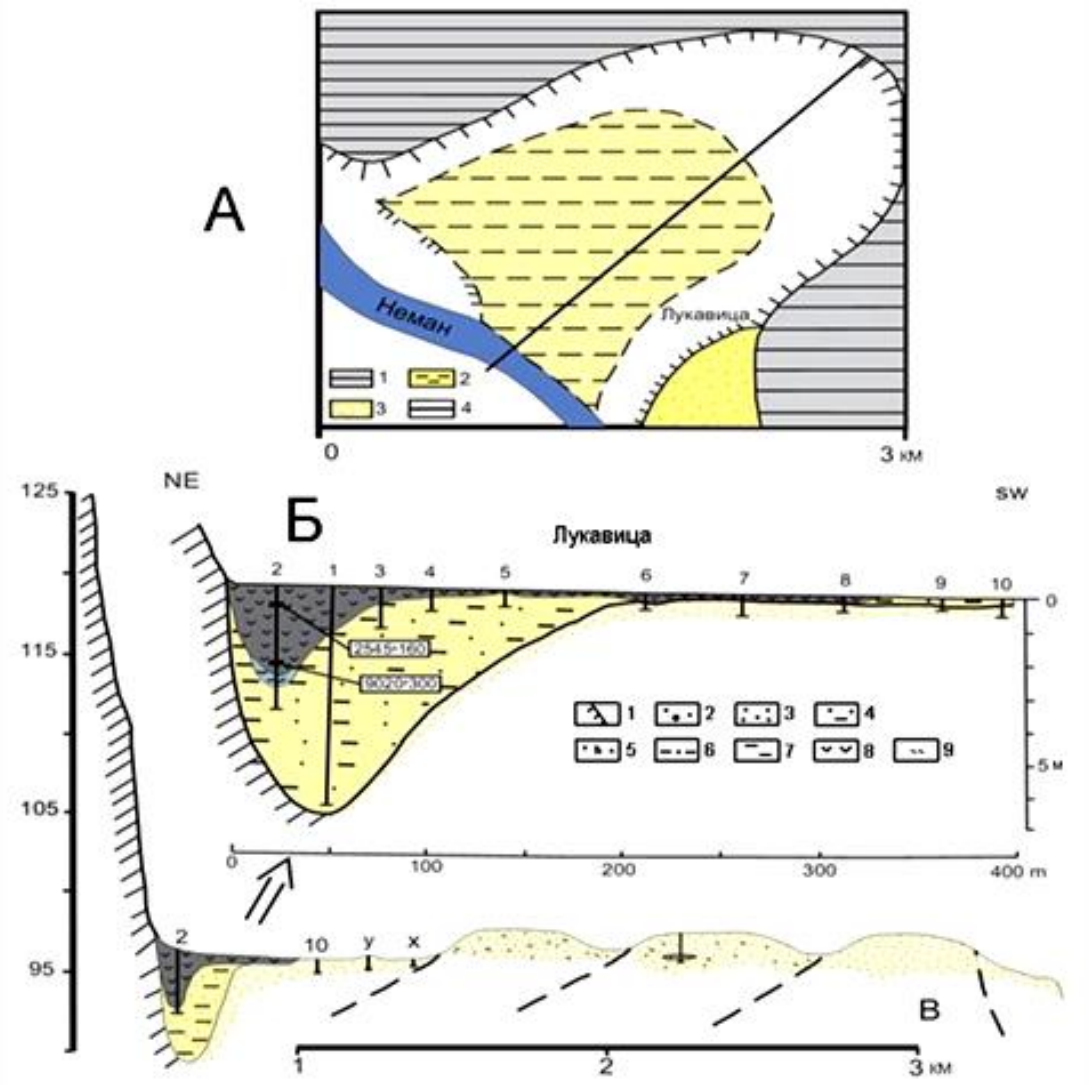



Рис. 7.22. Геоморфологическая схема (А) и геологический разрез старично-болотных отложений правобережной части долины Немана около Лукавицы (Б) (Kalicki, 2006).
А: 1 – лимногляциальные отложения, 2 – песок глинистый, 3 – песок, 4 – линия геологического разреза; Б: 1 – лимногляциальные отложения, 2 – песок с гравием, 3 – песок, 4 – песок глинистый, 5 – песок с органикой, 6 – супесь, 7 – супесь с органикой, 8 – торф, 9 – гиттия

В долине Западной Березины и Немана ниже Гродно установлена серия старично-болотных отложений, заполняющих бывшие русла с меандрами различных размеров – от крупнолучевых до мелких меандров (Калицкий,

1993, Kalicki, 2006; Каліцкі і інш., 1998). Отложения этих меандров встречены на разноуровневых террасах. Крупнолучевые меандры у населенного пункта Луковица заполнены снизу серией супесей, карбонатных гиттий и торфом общей мощностью до 3 м (рис. 7.22).

Сукцессия пресноводной малакофауны с *Bithynia tentaculata,* указывает на постепенное потепление, связанное с переходом от позднеледниковья к голоцену. Торф в подошве палеомеандра Лукавица имеет радиоуглеродный возраст 9020±300 лет назад (IGSB-406). Отложения малых палеомеандров Немана выше Гродно накопились в различные отрезки среднего и верхнего голоцена.

Болотные почвы, присутствующие в составе озерно-болотных отложений, имеют большее развитие, чем торфяники. Они представлены разными типами иловато-глеевых почв. Их мощность не превышает 0,45-0,50 м, чаще составляет 0,25-0,3 м. Верхний почвенный горизонт имеет более черный и буровато-черный цвет и часто представлен суглинистым материалом, аггрегированным в комочки диаметром 2-5 мм. Нижний почвенный горизонт имеет цвета более серые и темно-серые. Здесь меньше гумуса, сильнаяоглеенность. Отложения сложены органическим веществом, глинистыми минералами, участие в ее строении принимает кварц и полевые шпаты. Рудные минералы представлены пиритом в виде небольших зерен изометричной формы. Частыми являются потеки лимонита, образовавшегося вследствие окисления пирита.

### 7.1.4. Группа фаций надпойменных террас

Аллювий группы фаций надпойменных террас представляет собой речные осадки, сформированные в условиях оледенения, в перигляциальной (внеледниковой) зоне с типичным холодным и сухим климатом, резкими колебаниями температуры, наличием многолетней мерзлоты, активным развитием физического выветривания и склоновой денудации. Специфические перигляциальные условия способствовали усилению дезинтеграции горных пород, смыву материала при таянии снегов, при плоскостном дождевом стоке и сносе их в речные долины. Обилие материала приводило к перегрузке рек наносами. Результатом являлось уменьшение динамической активности рек, что обуславливало равномерное распределение перигляциального аллювия по всей ширине долины.

Для аллювия надпойменных террас характерна облекающая форма залегания без значительного эрозионного воздействия на различные подстилающие осадки и формы рельефа. Вблизи бортов долины практически всегда происходило фациальное замещение делювиальными, солифлюкционными и пролювиальными отложениями. В отличие от типичных современных аллювиальных песков, с присущей им хорошей промытостью, перигляциальный аллювий надпойменных террас отличается присутствием глинистых частиц. Ему присущи буроватые и желто-бурые цвета. Важным диагностическим признаком перигляциального аллювия является в преобладающем большинстве случаев отсутствие пристрежневой

фации (фации размыва или базального горизонта). Поэтому перигляциальный аллювий залегает на более древних осадках почти без размыва. Базальный горизонт в виде скопления базальных галечников в подошве перигляциальной свиты отмечается в очень редких случаях. Перигляциальный аллювий верхнечетвертичных террас накапливался многоводными потоками, отличавшимися периодически резким снижением гидродинамической активности (Афремов, 1977).

В целом, в сравнении с современными и межледниковыми русловыми осадками, перигляциальный аллювий отличается слабой промытостью, имеет меньшую крупность и более высокое содержание алеврито-глинистых и песчано-алевритовых частиц. Именно поэтому пористость перигляциальных песков выше, и они в большей мере способны к проявлению плывунных свойств, чем современные или межледниковые аллювиальные осадки. Механическая прочность перигляциальных песков также более низкая, что зависит от значительной примеси пылеватых и глинистых частиц. При увеличении содержания глинистых частиц в мелкозернистом песке с 1 до 3% модуль деформации в интервале нагрузок 1-4 кг/см$^2$ уменьшается в 6-7 раз, а относительное сжатие при нагрузках от 1 до 5 кг/см$^2$ возрастает в 5-6 раз.

В верхней части разреза увеличивается число выдержанных по простиранию алевритовых и суглинистых прослоев. Вниз по разрезу гранулометрический состав возрастает незначительно, базальный горизонт отсутствует или изредка прослеживается в виде маломощного прослоя. В то же время вверх по разрезу происходит постепенная смена песчано-алевритового аллювия супесчано-суглинистыми слоистыми разностями, а выше – лессовидными, иногда эоловыми образованиями.

В перигляциальном аллювии наблюдается горизонтально-волнистая, мелко-волнистая, линзовидная и мелкая переплетающаяся слоистость. Косая слоистость отсутствует или встречается довольно редко. Здесь повсеместно имеются следы нарушений и деформаций криогенного характера. На господство холодных климатических условий указывает хорошая сохранность и слабая степень преобразования растительных остатков, полное или почти полное отсутствие хемогенных и обломочных первичных карбонатов. Известно, что чем холоднее, тем растворимость карбонатов выше. В числе отличительных признаков отмечается отсутствие следов преобразования глинистого вещества под влиянием почвообразовательных процессов.

В перигляциальном аллювии широко распространены разнообразные гидроксиды железа в виде сцементированных железом микроортштейнов или рыхлых стяжений и пятен ожелезнения с размытыми краями. Наряду с желто-бурыми железистыми новообразованиями наблюдаются темно-буроватые и серые стяжения в виде дендритов, а также трубчатые корочки вокруг нитевидных корневых остатков, представляющих, по-видимому, железисто-марганцовистые и марганцовистые образования.

Холодная или прохладная климатическая обстановка времени накопления перигляциального аллювия сказалась на отсутствии сколько-

нибудь заметных следов преобразования глинистого вещества под влиянием почвообразовательных процессов, слабом изменении зерен полевых шпатов, глауконита, ряда малоустойчивых тяжелых минералов низкой окатанности и повышенной трещиноватости кварцевых зерен, нарушении первичных и возникновении вторичных криогенных текстур (Иванова, 1978). Доля устойчивых минералов в легкой фракции, в сравнениис неустойчивыми, является преобладающей. Другой характер соотношения носит распределение минералов в тяжелой фракции, где неустойчивые компоненты достигают 36,2% (Бутаков, 1986).

Пойменные и старичные образования перигляциального аллювия всегда недоразвиты, выражены слабо и часто полностью отсутствуют. Для перигляциального аллювия более типичными являются изменения литологических характеристик поперек долины, чем вниз по течению. Песчаные отложения русловой фации, в сравнении с современными или межледниковыми аллювиальными аккумуляциями, отличаются более слабой окатанностью кварцевых зерен. Г.И. Горецкий (1958) указывает, что отличительной чертой перигляциального аллювия надпойменных террас как раз и является отсутствие различных специфических фаций, которые всегда присущи для межледникового или нормального гумидного аллювия.

Таким образом, с учетом геологического строенияи высоты террас над урезом воды в реке мы, вслед за Г.И. Горецким (1964, 1966), выделяем в перигляциальном аллювии надпойменных террас долинную (центрально-долинную) и склоновую (прибортовую) зоны (фации) осадконакопления.

**Фация центрально-долинная.** Образования центрально-долинных фаций полностью сложены перигляциальным аллювием. Для такого аллювия характерно преобладание песчано-алевритового, реже глинистого и суглинистого материала с присущей ему горизонтальной и мелковолнистой слоистостью. Пески относительно однородные и сортированные, нередко мелко- и среднезернистые. Доля песчаных фракций в среднем составляет 55-75%, их преобладающие гранулометрические диапазоны 0,01-0,3 мм. Нередко пески характеризуются повышенным содержанием алевритовых и глинистых частиц. Довольно часто наблюдаются линзы и прослои глинистого или суглинистого материала. Встречаются маломощные прослои и линзы крупнозернистого песка с гравием и галькой.

В разрезе центрально-долинные фации проявляются обычно в виде линзовидно- и струйчато-слоистых песков и супесей, залегающих друг на друге крупными горизонтально наслоенными пластами или пачками. Для такого аллювия присуще общаяслабая промытость материала, превалирование желто-бурых и палевых цветов и оттенков, наличие многочисленных и разнообразных по форме криогенных текстур. В числе важнейших особенностей, отличающих перигляциальный аллювий от межледникового и современного, следует отметить не только отсутствие термофильной фауны, в том числе фауны моллюсков, но и в целом общую скудость органических остатков, что связано с мутностью и низкими температурами воды. Следует также отметить отсутствие базальных

горизонтов, при этом вся толща руслового аллювия залегает на подстилающих осадках без значительного размыва и обычно имеет облекающие формы залегания.

**Фация прибортовая.** В рельефе отложения фации прибортовой зоны речных долин морфологически выражаются в виде террас и характеризуются преобладанием субаэральных перигляциальных образований. Настоящие фации отличают фациальные замещения и сложные взаимопроникновения перигляциального аллювия делювиальными, солифлюкционными и пролювиальными отложениями с прослоями погребенных почв и эоловых осадков. В основании разреза попадаются небольшие линзы мелких застойных водоемов с присущими им осадками типа глеевых темных илистых суглинков старичного характера со значительным количеством обломков торфянисто-болотной растительности, наличием раковин гастропод, ископаемых спор и пыльцы. Верхняя часть разреза сложена слоистыми лессовидными суглинками, которые на самом верху заменяются неслоистыми лессовидными суглинками и эоловыми аккумуляциями. По особенностям строения разреза прибортовых образований можно проследить признаки пойменных и старичных процессов с включениями и внедрениями осадочного материала снесенного со склонов в долину.

### 7.1.5. Группа фаций высоких паводков

Паводок – это резкий и кратковременный подъем уровня воды в реке, увеличение расхода воды, возникающее в результате интенсивного таяния снега или обильных дождей. Следующие один за другим паводки образуют половодье. Самые высокие паводки вызывают наводнение – интенсивное затопление большой территории водой выше ежегодных уровней, одно из стихийных бедствий. Низкие паводки, не выходящие за пределы речной долины, формируют пойменный аллювий на поймах, а изредка и на надпойменных террасах. Высокие паводки, выходящие за пределы речной долины, образуют особую группу отложений, которые можно назвать паводковыми. Такие отложения встречаются только в бассейнах рек с нисходящим тектоническим режимом. Типичным бассейном, где распространены паводковые отложения, является бассейн р. Припять на Полесье, в котором их можно наблюдать вне речных долин. В составе паводковых отложений чаще всего встречаются пески и супеси, реже суглинки, кверху они обычно сменяются маломощным торфом (рис. 7.23).

Реки Полесья разливаются, в основном, во время весеннего снеготаяния. Уровень воды поднимается на несколько метров, в зависимости от величины реки, условий накоплений и таяния снега и льда. Реки разливается на многие километры. Длительность паводков зависит от длины и ширины рек, высоты снежного покрова, и может продолжаться от нескольких дней до трёх и более месяцев. Особенно много воды поступает весной от рек, берущих свое начало в Предкарпатье. В это время таяние снега и льда в горах совпадает с таянием снежного покрова на территории Полесья. Сотни и тысячи квадратных километров земель вне речных долин

затопляются. Это вызывает заболачивание, накопления торфа и других органических отложений. Особенно это характерно для территории Припятского Полесья, низменная территория которого представляет собой систему пойменных, надпойменных и высоких паводковых равнин с участками водно-ледниковых (флювиогляциальных) и моренных равнин.

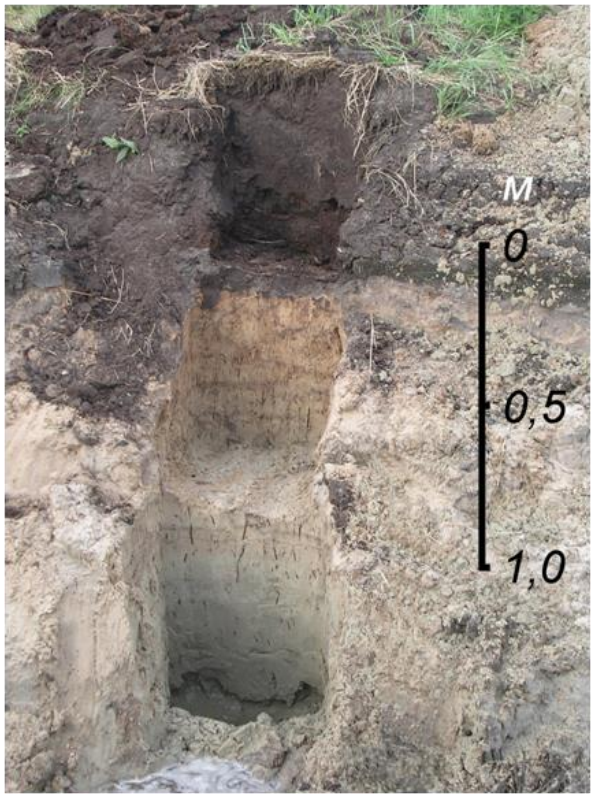



Рис. 7.23. Паводковые отложения в Полесье (близ д. Хотислав Малоритского района)

По наличию крупных заторфованных болотных массивов, озер между ними и неглубоких речных долин с низкими и слабо выраженными в рельефе склонами таким территориям приписывается специфическая форма рельефа – озерно-аллювиальная равнина, сложенная «озерно-аллювиальными» отложениями. Такая трактовка генезиса рассматриваемых отложений, на наш взгляд, не корректна. Смесь из отложений озер и рек возможно только на ограниченном в пространстве участке, где река впадает в озеро. Но это есть группа фаций озерных дельтовых отложений. Со второй стороны, отложения крупных полесских озер нельзя отождествлять со старичными (долинно-речными) осадками, поскольку ширина самых крупных озер намного превышает ширину русла любой из полесских рек. Происхождение крупных полесских озер М.А. Вальчик (1991) справедливо объясняет процессом позднеледникового термокарста, имевшим место при деградации многолетней мерзлоты.

Поверхность Полесской низины является разноуровневой и полигенетической. Верхний уровень занимают изолированные участки краевых ледниковых отложений (например, Загородье, Мозырьская гряда). Ниже находится моренная и (или) водно-ледниковая песчаная низина припятского возраста, кое-где преобразованная эоловыми процессами.

Следующий уровень составляют плоские участки низины, занятые котловинами озер термокарстового происхождения с близким к поверхности уровнем залегания грунтовых вод. Гипсометрически еще ниже располагаются участки, на которые изредка распространяется высокий паводок. На них как раз и развиты паводковые отложения. Эоловые пески, встречающиеся на этом уровне, как правило, не затопляются и в самые высокие паводки. Надпойменные террасы Припяти и других крупных рек Полесья, образуют еще один уровень Полесья, обычно затопляемый в ходе высоких паводков. В наиболее пониженной части низины распространена пойма (4-5 м над урезом воды), которая затопляется даже во время низкого паводка. Уровни Белорусского Полесья, затопляемые во время высоких паводков, подверглись процессам заболачивания. При этом их заболачивание, судя по распространению торфа только в верхней части профиля, произошло во второй половине голоцена. По всей вероятности, это явление отражает результат хозяйственной деятельности (распашка земель, сведение лесов) человека, издавна заселявшего бассейн Припяти.

Обводненность и заболоченность Полесской низменности на протяжении квартера очень сильно изменялась. Материалы геологических исследований свидетельствуют о том, что периоды обводнения и заболачивания здесь сменялись длительными эпохами ее относительного усыхания, наступавшими во время главных стадий плейстоценовых оледенений.

## 7.2. Озерный тип отложений

Возникновение, развитие, площадное распространение озер в четвертичное время, особенности озерного седиментогенеза во многом обусловлены чередованием теплых (межледниковых, интерстадиальных) и холодных (ледниковых, стадиальных) эпох ледникового периода. Озерные отложения четвертичного периода Беларуси изучены сравнительно хорошо благодаря вкладу А.П. Пидопличко, О.Ф. Якушко, А.А. Хомича, В.А. Калечица, М.М. Цапенко, Н.А. Махнач, Ф.Ю. Величкевича, Я.К. Еловичевой, М.А. Вальчика, Г.К. Хурсевич, Т.В. Якубовской и многих других.

Территория Беларуси становилась озерным краем на время межледниковых периодов плейстоцена. В ходе оледенений процессы озерообразования постепенно, с интерстадиальными перерывами, затухали. Самые холодные отрезки оледенений были безозерными. Однако при регрессии и трансгрессии ледниковых покровов в краевой части ледника возникали специфические озера – так называемые приледниковые водоемы, питавшиеся за счет талых ледниковых вод. С исчезновением ледника они также исчезали. Современный облик озера начали приобретать в конце поозерского позднеледниковья и в начале голоцена. При этом самыми благоприятные условия для развития озер на территории страны были в первой половине голоцена, когда эвтрофикация озер оставалась низкой. Во второй половине голоцена многие озера прекратили свое существование в

результате заболачивания. Тем не менее, в настоящее время их число превышает 10000 (Якушко, 1970).

Доля озерных отложений Беларуси всоставе четвертичной толщи незначительная. Мощность озерных отложений, как правило, небольшая и обычно не превышают нескольких метров. Чаще всего, озерные образования имеют мощность 1-3 м, максимум – 41 м у д. Рудня Светлогорского района (Санько и др. 1991). Скорость накопления озерных отложений определяется интенсивностью развития органики и объемом поступающего в него обломочного и взвешенного материала. Встречаемые иногда значительные мощности озерных отложений далеко не всегда свидетельствуют о значительной продолжительности жизни озер. Для озерных отложений характерны тесные фациальные связи, переходы и соотношения с аллювиальными, делювиальными, пролювиальными, флювиогляциальными и моренными образованиями. Многоликость жизни озер и условий накопления озерных осадков обусловили их значительное фациально-генетическое разнообразие.

Озерные аккумуляции обладают довольно четкими признаками накапливания осадков в водной среде. Они имеют сравнительно хорошую сортировку, в основном, горизонтальное залегание, им присуще преобладание песчано-алеврито-глинистых в нижней части и органо-минеральных литологических разностей в верхней части толщи (рис. 7.24).

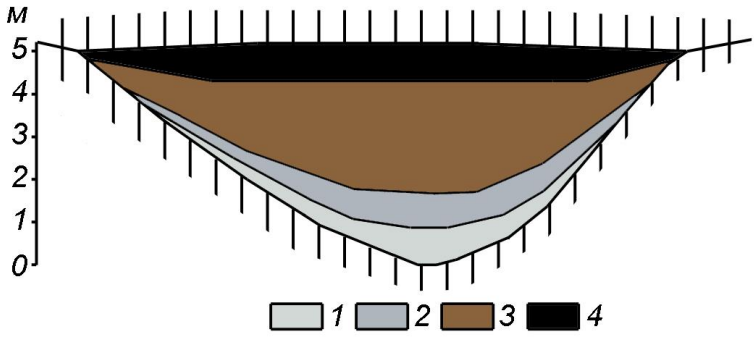



Рис. 7.24. Схема межледниковой котловины, заполненной озерными осадками:
1 – алеврит, 2 – супесь карбонатная, 3 – детритовые гиттия с различным содержанием органики, 4 - торф

Отложения характеризуются зачастую тонкой слоистостью, которая в прибрежных зонах может сменяться косой или неотчетливой слоистостью, а также знаками ряби. Осадки межледниковых озер отличаются согласным залеганием относительно подстилающих пород и в общем объеме обладают линзовидной формой с вогнутым основанием и плоской кровлей. Для отложений озер присуще наличие пресноводных ископаемых организмов, а также остатков растительности разной сохранности. Озерные отложения сложены обломочными, биогенными и химическими группами пород. Обломочный материал поставлялся реками, ручьями, он мог доставляться за счет плоскостного смыва, эоловых переносов, а также в результате размыва и

разрушения прибрежных отложений. Вещественный состав крупных обломков и глинистых минералов полностью определяется типами материнских пород, поставляющих материал, условиями выветривания, сноса, гидродинамическими особенностями водоема, температурой и химизмом вод. Темные и темно-оливковые цвета отложений во многом зависят от продуктов распада органических веществ, а также наличия пирита и других сульфидов. Зеленовато-серые цвета связываются с присутствием $Fe(OH)_2$. Продукты распада водной растительности, в основном, растительный детрит и другие гумусовые вещества, являются источником биогенных осадков. Наиболее типичными условиями биогенного осадконакопления являются стареющие и зарастающие озера, водная растительностькоторых интенсивно поглощает двуокись углерода. Различные кремистые стяжения и панцири диатомовых водорослей накапливались на дне озер в виде диатомита. Высокое содержание растворенной двуокиси кремния, а также присутствие соединений азота и фосфора и низкие температуры воды способствовали развитию диатомовых водорослей. Химическому осаждению карбоната кальция оказывали содействие фотосинтез и повышенные температуры вод, что приводило к осаждению известкового ила, а затем и образованию пресноводных известковых отложений. Развитие водной флоры и осаждение в озерных водоемах коллоидальных соединений приводило к накапливанию бурых железистых конкреций и лимонитовых осадков.

Среди 10 тысяч современных белорусских озер преобладают небольшие озера, относящиеся к группе старичных. Это – совсем молодые озера. Многие из них возникли в историческое время и продолжают появляться на глазах человека. Происхождение этих озер связано с меандрированием реки. Русло извилистой реки спрямляется, вода находит себе более прямой путь, а старое русло, обычно, напоминающее форму петли, теряет связь с новым руслом, отшнуровывается и превращается в старичное озеро. В распространении старичных озер отмечается определенная закономерность. Их больше всего на юге страны, меньше в центральной Беларуси, а на севере, в Белорусском Поозерье, их нет или же они слишком редки. Такое распределение озер-стариц на территории страны обусловлено несколькими причинами. Во-первых, сказывается возраст территории. Реки в Белорусском Поозерье относительно молодые, возникли после ухода позерского ледника, то есть возраст рек здесь исчисляется в пределах 14-17 тысяч лет. За это время реки еще не успели выработать профиль равновесия и продолжают, хотя и медленно, углублять свои долины. Процесс меандрирования, а, значит, и образования озер-стариц, у них не развит. Южнее границы последнего оледенения, на территории Белорусской гряды и прилегающих к ней равнин, а также Белорусского Полесья возраст территории отличается на целый порядок. Он оценивается в 130-150 тыс. лет. За такой длительный промежуток времени крупные реки, в основном, успели выработать продольный профиль равновесия. Они свободно меандрируют, образуя на поймах множество старичных озер. Во-вторых, распределение

озер-стариц зависит от гипсометрического положения и приуроченности к типу рельефа. На возвышенностях и частично на равнинах процесс врезания речных долин еще не завершился. Поэтому их значительно меньше, чем в низинах и реки текут здесь в сравнительно узких долинах и узких поймах, не имея возможности меандрировать. Иное дело в низинах, особенно, в Белорусском Полесье. Уклоны воды в реках здесь минимальные, течение медленное, поймы широкие, иногда незаметно переходящие в надпойменные террасы и водосборные участки. Все это способствует свободному меандрированию, образованию весенних разливов, спрямлению русел и, в конце концов, возникновению новых стариц.

Другая, меньшая часть белорусских озер своим происхождением обязана последнему (позерскому) оледенению. Но связь в образовании «ледниковых» озер с самими ледниками была косвенной. Это видно из того, что время возникновения «ледниковых» озер, по данным белорусских исследователей (Якушко, 1997), составляет от 12 до 8 тысяч лет тому назад. Указанный промежуток времени относится к позднеледниковью последнего оледенения и началу очередного межледникового периода, то есть к раннему голоцену. Следовательно, покровный ледник к началу возникновения озер был уже далеко за пределами северной Беларуси. Однако это был все-таки ледниковый период. Поверхность Беларуси была скована многолетней мерзлотой, озер не было, а в самых ее низких местах – ледниковых ложбинах, крупных межхолмовых понижениях, гляциодепрессиях – глыбы льда различных размеров находились под более или менее толстым слоем ледниковых песков и морен. Сильно прогрессирующее потепление, начавшееся приблизительно в 12 тыс. лет назад, привело к деградации многолетней мерзлоты, что явилось следствием возникновения первых белорусских озер. Последующие с перерывами потепления, включая раннеголоценовое, привели к окончательному освобождению территории Беларуси от многолетней мерзлоты, постепенному таянию захороненных («мертвых») глыб льда, началу свободного функционирования подземных вод. Самые низкие участки земной поверхности, особенно, те, что находились на месте вытаявшего мертвого льда, моментально становились котловинами озер, которые существуют и поныне. Вышеописанный процесс образования котловин белорусских озер так называемого ледникового происхождения соответствует понятиям «гляциокарст» и «термокарст». Гляциокарст имел место в ледниковой зоне, а термокарст – в перигляциальной зоне. Таким образом, предпочтение следует отдать термину «котловина озера гляциокарстового (термокарстового) происхождения», чем неконкретному, размытому термину «котловина озера ледникового происхождения».

Для озерных образований страны характерна определенная система вертикального распределения слоев разного вещественного состава. В подошве разреза у преобладающего большинства озер обычно залегает песчаный и глинистый материал. Зачастую на этих песках и глинах находится небольшой по мощности прослой торфа, свидетельствующий о

непродолжительном заболачивании озерного водоема в ходе интерстадиального потепления и начала таяния многолетней мерзлоты. Затем при полной деградации многолетней мерзлоты и свободной циркуляции подземных вод в озерных котловинах сначала накапились карбонатные илы (супеси) раннего олиготрофного этапа, а затем отложения эфтрофного этапа, обогащенные органикой. Как правило, специфический озерный седиментогенез характеризуется обязательным проявлением известковистого сапропеля и озерного мергеля, а также непременным, часто значительным количеством глинисто-железисто-карбонатных агрегатов.

Важнейшими факторами, определяющими особенности озерного седиментогенеза, являются: время образования озерной котловины, происхождение водоемов и особенности их котловин, геологическое строение и вещественный состав отложений склонов озерных котловин, эрозионные и рельефообразующие процессы на водосборе, географическое положение, неотектоническийрежим территории, формы, размеры озера (площадь и глубина), положение его в рельефе, изрезанность берегов. Процессы осадконакопления во многом зависят от объема и химического разнообразия твердых осадков, взвесей и растворов, вносимых реками, подземными водами, атмосферными осадками, стадии развития озера и биологической активности водной флоры и фауны, трофности и прозрачности воды, прибрежной луговой, кустарниково-древесной растительности, почвенных условий. Существенное влияние на озерное осадконакопление оказывает климат. С климатическими особенностями связываются частота и количество атмосферных осадков, испаряемость водной поверхности, сила, частота и направление преобладающих ветров, подводные течения, волноприбойная деятельность и обусловленные ими абразия и аккумуляция берегов, степень развития прибрежной растительности.

Прямое влияние на особенности озерных осадков оказывают гидродинамические условия водоема. Для озер, отличающихся стабильностью развития, распределение накапливающихся отложений имеет вид более или менее концентрических полос осадков разного гранулометрического и вещественного состава по периметру осадочногобассейна. Внешний береговой пояс слагается, как правило, более грубым, обычно галечным и гравийным материалом. От прибрежной зоны в сторону наибольших глубин происходит уменьшение размеров обломков. Внешняя пляжевая и прибрежная зона последовательно сменяется промежуточным поясом песков, а затем внутренним поясом песчано-мергелистых и песчано-илистых аккумуляций. В центральной, как правило, наиболее глубокой части озерного водоема, обычными являются илистые осадки, сапропеля или осадки с высоким содержанием карбонатного материала. Гипотетическая идеализированная схема поясного распределения озерных фаций в зависимости от глубин озера предложена В.Твенхофелом (1936), а также Г-.Э Рейнек, И.Б. Сингх (1981) (рис. 7.25).

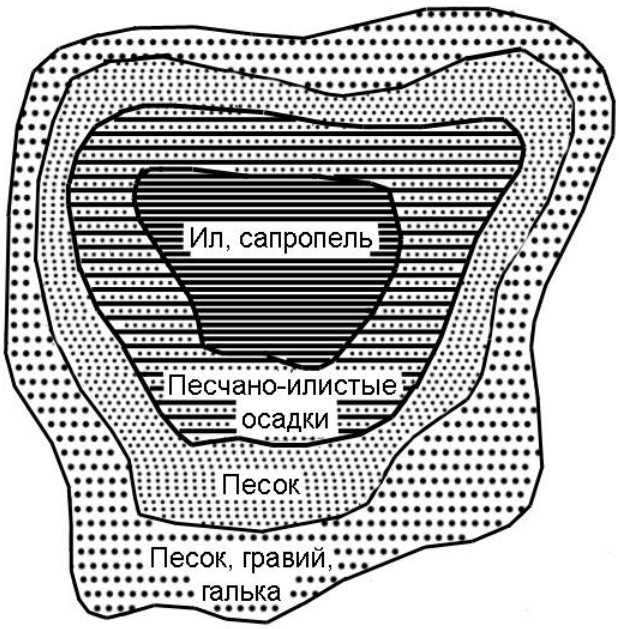



Рис. 7.25. Схема распределения осадков в озере

Однако в природе, кроме идеальной возможности формирования озерных осадков, существует множество переходных вариантов, обусловленных влиянием различных факторов. В частности, идеализированная схема накопления осадков в озере может нарушаться дельтами впадающих речек, действием подводных течений или крупных волн, когда пески или другие осадки смогут переноситься в пределы более глубоких зон, переоткладываться на пляжах, косах и т.д. Важное значение могут иметь береговые обрушения, преобладающее направление ветров, волноприбойная деятельность, приводящие к вымыванию мелких зерен и частиц и накапливанию более грубого материала в мелководных или прибрежных зонах. Там, где волнение слабое, а поступление обломочного материала отсутствует, берега нередко заболачиваются. В таких местах на заболоченных участках может накапливаться торф. Формирование осадков происходит как посредством их скапливания по периферии вдоль берега, так и на отдельных участках озера или по всей акватории. Процессы и скорости осадконакопления на разных участках могут быть совершенно разными.

У озерных котловин с глубинами более 10 м, судя по современным озерам, шло преимущественное накапливание глинистого материала. У более мелководных водоемов, с глубинами менее 10 м, преобладали процессы накопления сапропелей органоминерального характера с алюмосиликатной основой золы. Как правило, у таких озер котловины отличаются незначительным поступлением терригенного материала, невысокими склонами и низкими, часто заболоченными берегами.

На протяжении геологической истории существования озера, в процессе его естественного регрессивного развития от олиготрофной к эвтрофной и дистрофной стадий озерный водоем, в конце концов, заполняется осадками, превращается в болото. Береговые отложения

постепенно продвигаются в сторону глубоких частей озера, при этом озерные отложения верхней части разреза могут становиться грубозернистыми за счет прибрежных или наносных аллювиальных песков. Вертикальный разрез таких озерных отложений, в котором тонкие и тонкозернистые осадки сменяются снизу вверх на грубозернистые, можно считать идеальным разрезом развития озер с нормальной последовательностью осадков.

Биологическая и химическая активность озерных водоемов во многом зависит от геологических условий, от стадии развития озера и может изменяться от интенсивной до слабой. Рост биологической продуктивности всегда связан с увеличением степени трофности озерных вод. Важную роль в водоемах при этом играют насыщенность водной массы кислородом, содержание соединений азота, фосфора, железа, серы, кальция и других химических элементов, которые стимулируют количественное развитие органической, в основном, планктонной жизни. Большое значение имеют прозрачность воды и нагревание ее солнечными лучами. Указанные факторы или их сочетание являются очень существенными при биологических и химических процессах осадконакопления. По этим показателям озера разделяются на несколько групп:

1. Олиготрофные и мезотрофные озера. Они характеризуются довольно равномерным и богатым насыщением кислорода. Здесь несколько выше общая минерализация воды, хотя и может изменяться от 25-30 до 300 мг/л и более (Якушко, 1981). Это объясняется несколько лучшим питанием озер. Сами озера крупные, глубокие с прозрачной водой. Биологическая продуктивность невысокая, отмершие остатки быстро окисляются. Типичным представителем является озеро Лосвида.

2. Эвтрофные озера. Они являются приемниками многочисленных ручьев, речек. Озера имеют обычно небольшие глубины, хорошо прогреваются. У них изобилуют различные, в том числе биогенные, питательные вещества. Хорошо развивается планктон. Минерализация зачастую составляет более200 мг/л. У придонной части вод иногда отмечается нехватка кислорода, что приводит к неполному распаду органики и ее консервации. Подо льдом дефицит кислорода в придонных слоях усиливается, что приводит к образованию восстановительных условий. Органическое вещество начинает подвергаться анаэробному разложению, гниению с образованием сапропеля, у которой органическое вещество может достигать 50-60% сухой массы осадка. По биологическому составу и степени обеспеченности питательными веществами такие озера иногда разделяются на слабоэвтрофные, которые более глубоководны, их средние глубины 4-6 м, летняя прозрачность воды 2-4 м, мощность сапропелей до 10-12 м и высокоэвтрофные, которые отличаются, прежде всего, своей хорошой проточностью. У высокоэвтрофных озер довольно много попадающих в них биогенов, количество фосфора может достигать 0,2 мг/л, прозрачность воды обычно меньше 1 м, а во время цветения она снижается до 0,3-0,4 м.

3. Дистрофные озера. Их воды характеризуются бедностью кислородом. Питательных минеральных веществ поступает мало, общая

минерализация воды незначительная и редко бывает более 100 мг/л. Много коллоидальных гумусовых образований. Биомасса фито- и зоопланктона минимальна в сравнении с мезотрофными и эвтрофными озерными водоемами. Всеони интенсивно зарастают водной растительностью, которая покрывает 60-90% зеркала воды. Дистрофные озера отличаются небольшими размерами и малыми глубинами. Средняя глубина обычно 1,2-2,0 м. Берега заболоченные и сплавинные. Современным осадкам наиболее присущи остатки тканей макрофитов, достигающих иногда 50% и более от общего количества всех растительных остатков. К таким озерам, например, относятся озера Рассолай (Шумилинский район), Моховое (Полоцкий район) и др.

Таким образом, в озерном осадконакоплении кроме приноса обломочного и глинистого материала, как уже отмечалось, значительную роль играют стадии старения или возрастные этапы естественного развития озер, химизм воды, температурные колебания, процессы фотосинтеза. Фотосинтез и нагревание вод влияют на осаждение карбонатов кальция, известковых илов, мергелей и известняков. Поглощение двуокиси углерода подводными растениями и деятельность железистых бактерий приводит к осаждению коллоидальных соединений железа и возникновению лимонитовых осадков и конкреций. Низкие температуры вод, относительно высокие содержания растворенной двуокиси кремния и наличие соединений азота и фосфора, способствует развитию кремнистых диатомовых водорослей. Озерный седиментогенез в целом характеризуется обязательным проявлением известковистого сапропеля и озерного мергеля, непременным, часто значительным количеством глинисто-железисто-карбонатных агрегатов.

Как уже отмечалось, в размещении озерных образований прослеживается определенная система вертикального распределения поясов разных типов отложений. По мере заполнения котловины озера обломочным материалом и его обмеления вверх по разрезу озерные осадки становятся несколько более грубыми. В целом озерные осадки отличаются сравнительно хорошей сортировкой материала. Для основной акватории водоема наиболее типичными являются правильная горизонтальная слоистость, с колебанием слойков от долей миллиметров до нескольких сантиметров. Нередко в зависимости от характера режима и источников питания прослои могут отличаться составом слагающего материала и изменением строения в разрезе. Слоистость может отличаться простым строением, нередко бывает ритмичной, проявляться в виде чередующихся пачек слоев, иметь однородное, разнородное или ритмично построенное сложение. Нередко характер границ слойков подчеркивается органическими остатками. Иногда в озерных отложениях в слоистости просматриваются смешение обломочных хемогенных и биогенных накоплений или их чередование. Характерной чертой озерных, особенно озерно-ледниковых, аккумуляций являются так называемые «варвы» – осадки с ленточной слоистостью в виде годовых пар летнего алеврито-песчаного и зимнего алеврито-глинистого или глинистого слоев.

В отложениях озер, с преимущественным накоплением глинистого и мелкообломочного материала хорошо выделяются осадочные ленты, которые постепенно переходят к верхней части в тонкие глинистые слойки. Такие горизонтальные слойки могут иметь также вид чередующихся органогенных слойков. Их двучленное строение может отражать годовую, сезонную и даже суточную периодичность осадконакопления. В прибрежной полосе песчаным отложениям присущи косая волнистость, пологая волнистость, знаки ряби. Нередко здесь можно обнаружить такжеслоистость неясного или неотчетливого характера. Неправильная форма слойков, чередование горизонтальной слоистости сполого-волнистой, волнистой и косоволнистой формой свидетельствует о мелководности озерного водоема.

У озер проточного типа на дне могут формироваться текстуры, имеющие характер косоволнистой или косой слоистости. Значительное влияние на озерную типичную горизонтальную слоистость, оказывают впадающие в озера ручьи и реки. В этих случаях слоистость приобретает все черты текстур типично дельтового характера. Иногда горизонтальная слоистость может нарушаться в результате подводного сползания или смятия. Встречаются осадки, у которых имеются чередующиеся горизонтальные слои с неслоистым материалом, текстура которого исчезла в результате деятельности илоедов и пескожилов, уничтожающих первичную слоистость осадка.

Признаками древних озерных обстановок осадконакопления могут служить различные диагностические особенности, приведенные выше. Однако все они, каждый в отдельности, могут принадлежать к отложениям другого генезиса. В этой связи существование озерных условий палеоландшафтов следует подтверждать только по совокупности геолого-геоморфологических сопоставлений, палеонтологических сведений, седиментационных текстур фациального строения толщи, минерального состава, в том числе аутигенных минералов, геохимических особенностей и других характеристик.

Озерные отложения образуют благоприятную среду для сохранения раковин моллюсков, отражающих прижизненную ассоциацию фауны. Доминирующими представителями озерной малакофауны являются пресноводные виды, приспособленные жить в стоячей воде. В прибрежных фациях встречаются раковины эвриэкологических видов, а в зоне прибоя – даже раковины видов текучих вод. Количество раковин в озерных отложениях может достигать нескольких тысяч экземпляров в 1 дм$^3$ осадка. В озерном мергеле и гиттиях могут господствовать раковины какого-либо одного вида, например, *Bithynia tentaculata* (Linnaeus), *Valvata piscinalis* (Müller), или нескольких видов.

Список озерных видов четвертичного возраста, выявленных на территории Беларуси, представлен следующими таксонами: *Viviparus contectus* (Millet), *Valvata piscinalis* (Müller), *V. tanaiticus* Sanko, *Bithynia tentaculata* (Linnaeus), *Parafossorulus crassitesta* (Brömme), *Physa fontinalis* (Linnaeus), *Lymnaea stagnalis* (Linnaeus), *L. auricularia* (Linnaeus), *L. (Myxas)*

*glutinosa* (Müller), *Planorbarius corneus* (Linnaeus), *Planorbis carinatus* (Müller), *Anisus vortex* (Linnaeus), *A. vorticulus* (Troschel), *A. (Bathyomphalus) contortus* (Linnaeus), *Gyraulus albus* (Müller), *G. laevis* (Alder), *G. acronicus* (Férussac), *Armiger crista* Linnaeus, *Hippeutis complanatus* (Linnaeus), *Acroloxus lacustris* (Linnaeus), *Sphaerium corneum* (Linnaeus), *Pisidium henslowanum* (Sheppard), *P. milium* Held, *P. subtruncatum* Malm, *P. pulchellum* Jenyns, *P. lillieborgi* Clessin, *P. casertanum* (Poli), *P. hibernicum* Westerlund, *P. moitessierianum* Paladilhe, *P. convectus* Clessin (Санько, 2007). Раковины самых характерных озерных моллюсков-индикаторов озерных отложений иллюстрирует рис. 7.26.



Рис. 7.26. Раковины характерных озерных моллюсков (слева направо):
1 – *Lymnaea stagnalis* (Linnaeus), 2 – *Lymnaea auricularia* (Linnaeus), 3 – *Planorbarius corneus* (Linnaeus), 4 – *Acroloxus lacustris* (Linnaeus), 5 – *Gyraulus laevis* (Alder), 6 – *Armiger crista* Linnaeus

Четвертичные озерные моллюски в большинстве случаев являются также и современными. Это обстоятельство дает возможность проводить палеогеографические реконструкции и, прежде всего, устанавливать озерный тип седиментогенеза. Если в фауне имеются вымершие виды и экзоты, то это способствует определению относительного возраста фауны и фаунасодержащих отложений.

Озерные отложения являются вместилищем большого количества других палеонтологических остатков, также способствующих установлению генезиса и геологического возраста отложений. Характерным погребенным образованием в этом отношении являются озерные отложения разреза Жукевичи, обнажающиеся на правом берегу р. Горницы (левый приток Немана) в Гродненской области (рис. 7.27).

Послойное изучение толщи разреза палеонтологическими методами (спорово-пыльцевой, палеокарпологический, малакофаунистический, териологический, диатомовый, остракодокологический) указывает на существенные изменения растительных и фаунистических группировок в ходе накопления озерных отложений.

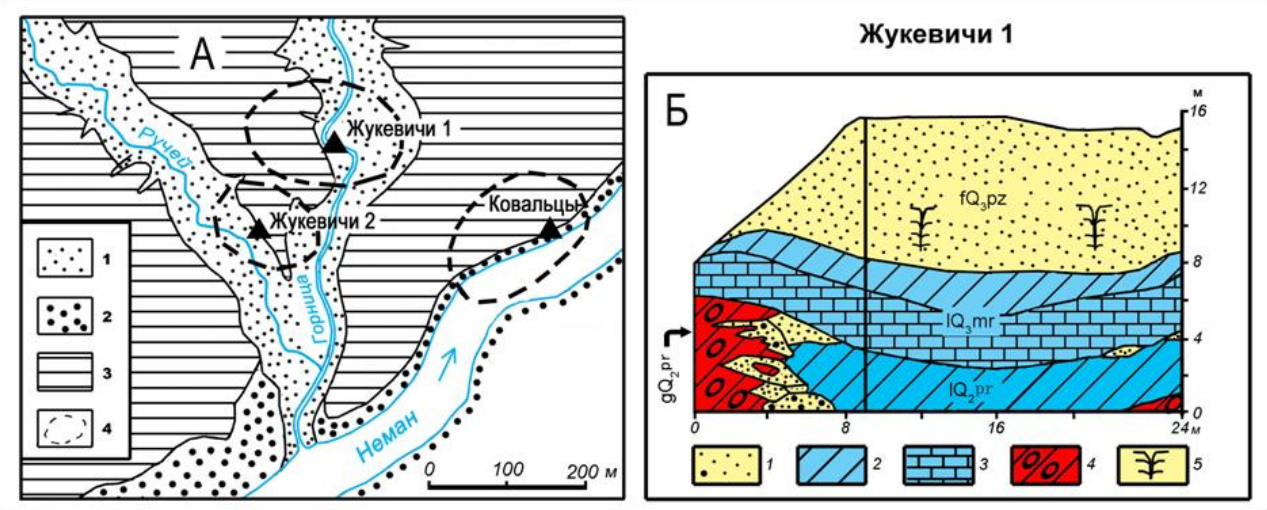



Рис. 7.27. Местоположение озерных отложений разреза Жукевичи (А) Sanko et al., 2002): 1 – долины притоков Немана, 2 – долина Немана, 3 – водосбор, 4 – предполагаемые границы древних озерных водоемов; (Б) – геологический разрез Жукевичи 1 вдоль правого берега р. Горница: 1 – песок флювиогляциальный, 2 – супесь и суглинок карбонатные, 3 – мергель, 4 – морена, 5 – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам

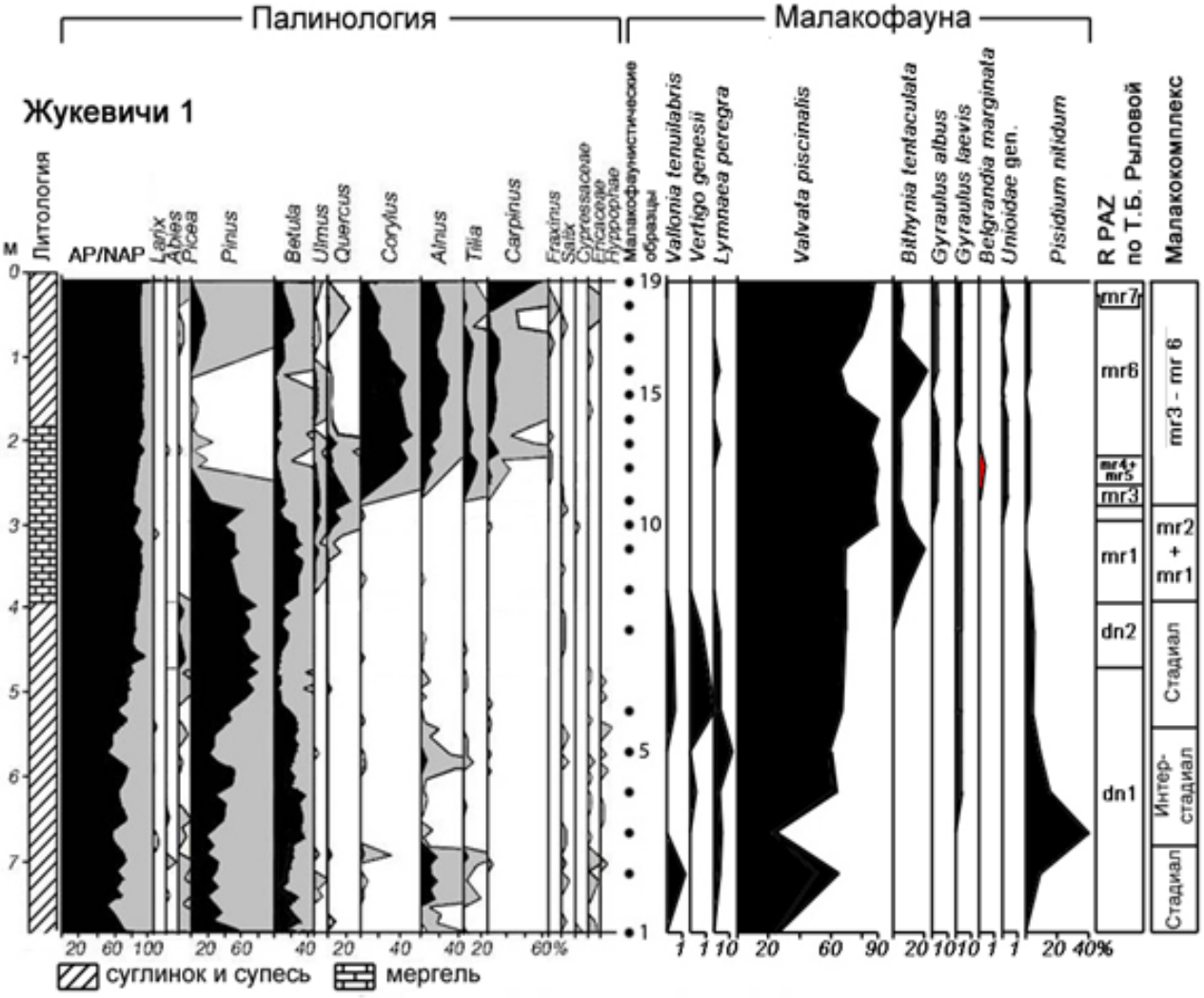



Рис. 7.28. Палинологическая и малакофаунистическая диаграммы озерных отложений разреза Жукевичи 1 (Sanko et al., 2011)

В нижних слоях представлены многочисленные остатки холодолюбивых травянистых растений во главе с *Dryas octapetala* L., *Selaginella selaginoides* (L.) Link, *Polygonum viviparum* L., а также раковины холодолюбивых моллюсков *Vallonia tenuilabris* (A. Braun), *Vertigo genesii* (Gredler), свидетельствующих о существовании в окрестностях Жукевич безлесных ландшафтов, очень сходных с современной северной тундрой. В средней части озерной толщи появляется гораздо больше растительных и животных остатков с преобладанием среди деревьев сибирской ели (*Picea obovata* Ldb.), олицетворяющей таежную зону. Выше по разрезу остатки ископаемого биоценоза трансформируются в очередной раз и приобретают черты межледникового, муравинского, особенно хорошо узнаваемого по данным спорово-пыльцевого анализа (рис. 7.28).

Таким образом, богатство в разрезе Жукевичи растительных и животных остатков (семенной флоры, пыльцы, спор, диатомовых водорослей, костей мелких млекопитающих, раковин моллюсков и остракод) позволяет говорить о том, что древний водоем возник в обстановке близкой к тундре, существовал во время ярко выраженной таежной обстановки и в ходе муравинского озерного седиментогенеза. Верхняя часть озерной линзы, по всей вероятности, была размыта водами флювиогляциального потока, оставившего после себя песчаные аккумуляции.

Специфические условия генезиса озерных отложений, многообразие вещественного состава осадков и их сложное площадное распределение в озерной котловине допускает множественные подходы к их классификации. К сожалению, до сих пор ни одна из существующих классификационных генетических схем озерных отложений не отвечает требованиям научной обоснованности, стройности и удобству практического применения. Иногда классификация озерных отложений строится на биологических особенностях развития, исходя из генетических особенностей формирования фауны и флоры. Часто в основе классификационных схем лежат соотношения химического состава органической и зольной частей сапропеля.

Согласно А.П. Пидопличко (1975) озерные отложения, накапливающиеся в современных озерах Беларуси, разделяются на минеральные карбонатные отложения и сапропели. По его схеме первый тип озерных карбонатных отложений формируется за счет грунтовых вод в изменяющихся условиях водно-минерального потока. Верхние горизонты представлены пастообразной консистенцией, в то время как нижние довольно сильно уплотнены. В нижней части разреза иногда отмечаются горизонтально слоистые чистые или перемытые пески небольшой мощности. Мощность пластов озерных карбонатов может достигать нескольких метров. Второй тип отложений представляют озерные сапропели. По классификации они разделаются на многозольные сапропели с зольной частью более 30% и малозольные (органические) сапропели с содержанием зольной части меньше 30%. Многозольные (высокозольные) сапропели разделяются на кремнеземистые, карбонатные и смешанные.

А.Л. Жуховицкая и В.А. Генералова (1991) разработали схему классификации основных генетических типов осадков современных озер Беларуси, в основе которой лежит выделение трех видов осадков: минеральных, органоминеральных и органических с границами, выделяемыми соответственно на уровне до 10%, в пределах 10-50% и более 50% содержания органического вещества. У минеральных осадков терригенно-хемогенного или хемогенно-терригенного типа в зольной части преобладают обломочные (более 50%$SiO_2$+$A1_2O_3$) или хемогенные (более 50% $CaCO_3$) накопления. У органоминеральных осадков выделяются биогенно-терригенные, терригенно-биохомогенные, биохемогенные, биохемотерригенные типы накоплений: у органических осадков – биотерригенные и биогумусированные накопления. Среди разных типов озерных осадков, в зависимости от процентного сочетания обломков органикии карбонатов, авторы выделяют пески, глины, мергели, известь гумусированную, ил глинистый, сапропель известковую, сапропель кремнеземистую, сапропель смешанный, сапропель тонкодетритовый, сапропель торфянистый.

Классификация современных озерных отложений Беларуси также выполнена
О.Ф. Якушко (1971) и некоторыми другими исследователями. Имеются классификации, в основе которых лежат различия вещественного состава в зависимости от специфических условий осадконакопления на разных глубинах. Наряду с очевидными достоинствами таких классификационных схем имеются и недостатки, связанные, в первую очередь,с игнорированием систематики погребенных озерных отложений.

Различие осадконакопления на разных глубинах позволяет разделить осадки озер на пляжевую или прибрежную группу фаций, группу фаций мелководий или промежуточных глубин (переходную группу фаций), глубоководную (глубинную) группу фаций, дельтовую озерную группу фаций.

### 7.2.1. Группа фаций прибрежных отложений

Большая пестрота прибрежных аккумуляций связана с геологическим строением и геоморфологическими особенностями побережья, поверхностным стоком, залесенностью и морфологией озерных котловин. Большое значение имеют направления, продолжительность и интенсивность ветров, гидродинамики прибойной зоны, подводные течения, развитие прибрежной водной растительности, процессы абразии и аккумуляции и др. Взаимосвязь отмечаемых факторов непосредственным образом влияет на развитие прибрежных отложений не только каждого отдельного крупного водоема, но даже на их отдельные участки.

Распространение пляжевой или прибрежной группы фаций соответствует узкой береговой полосе, подвергающейся воздействию волн водоема. Нижнюю границу прибрежных отложений, проходящую по береговой отмели, ограничивает изобата 1,5-1,9 м. В результате длительных

процессов поступательно-возвратного действия волн происходит переработка обломочного материала и его локализация в волноприбойной зоне. Гранулометрические особенности обломочного материале прибрежной части водоема во многом зависят от состава размываемых пород, морфологического строения берега и наклона пляжа, мощности и длительности волнового воздействия (рис. 7.29).

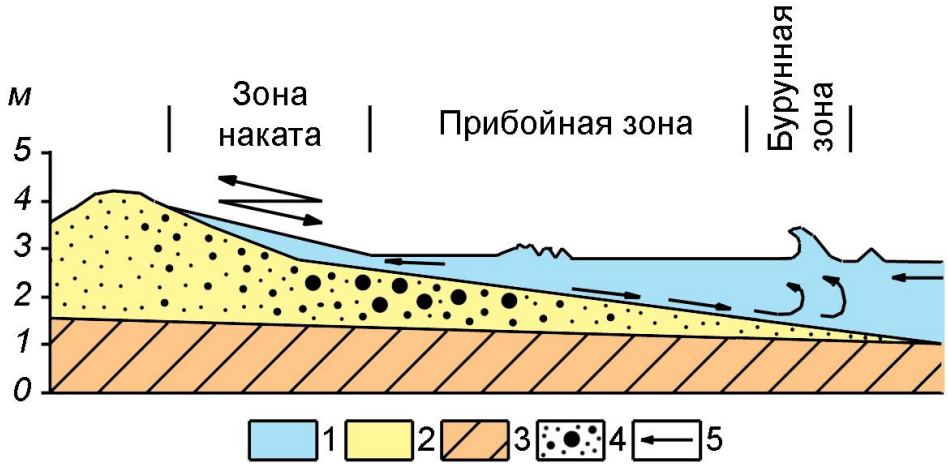



Рис. 7.29. Схема формирования пляжевых отложений озер:
1 – вода, 2 – пляжевые отложения, 3 – подстилающие отложения,
4 – песок, гравий, галька, валуны, 5 – направление движения воды

В этой полосе, в процессе развития озера, начинают накапливаться различные обломочные, обычно хорошо окатанные и хорошо отсортированные обломки, в том числе мелкие валуны, галька, гравий, песчано-гравийные, песчаные, глинисто-песчаные и другие образования. В составе осадков, как правило, преобладает терригенный материал (до 90%), содержание органики и карбонатов может достигать 10%. На отдельных, спокойных от волнения, участках заиления в песках может находиться до 20% органических веществ.

При понижении уровня воды отложения прибрежных фаций перемещаются к центру озера и составляют иногда довольно широкую полосу. Поэтому в озерах с пониженным уровнем водной поверхности к прибрежным фациям следует относить и озерные террасы. Мощность осадков может изменяться от сантиметров до нескольких метров, наибольшие мощности достигают 10 м и более.

В целом прибрежные осадки гетерогенны, многокомпонентны и весьма изменчивы, что обусловлено, с одной стороны, высокой подвижностью осадков, с другой – накапливанием обломков разного размера, вымываемых из материнских береговых отложений. Среди терригенных грубообломочных, псефитовых, псаммитовых и алеврито-глинистых отложений наиболее широко распространен разнозернистый песчаный и песчано-алевритовый материал с заметной примесью гравия и гальки и присутствием пелитовых частиц до 5%. Степень сортировки материала в прибрежной полосе связана

со стадией развития озера. Преимущественно тонкая сортировка материала пляжевой зоны озер, нередко повышенная концентрация минералов с повышенной плотностью, являющихся гидравлическими спутниками, более грубый обломочный материал в местах обрушения и подмыва берегового прибрежного склона, могут служить специфической особенностью и должны учитываться при фациальном анализе озерных прибрежных аккумуляций. Для толщи осадков прибрежных фаций, в основном, характерна наклонная или волнистая слоистость. Осадки прибрежных фаций озер стадии старости покрыты торфянистым слоем.

**Фация песчаная и глинисто-песчаная.** Песчаная и глинисто-песчаная фация определяется шириной воздействия волнового заплеска и обычно составляет первые метры и только на самых крупных озерах достигает 10-15 м, редко более. Несмотря на довольно узкое развитие таких отложений, здесь отмечается резкое изменение гранулометрического состава, что обусловлено быстрым изменением качества и количества поступающего обломочного материала, морфолого-динамического положения берегового участка, гидрометеорологического режима и прибрежной растительности.

Для пляжевых песков характерна горизонтальная слоистость с пологим наклоном в сторону водоема. Нередко слоистость нечеткая или совсем исчезает. Довольно часто вволноприбойной зоне встречаются небольшие, вытянутые вдоль берега линзы гравелистых песков, песчано-гравийно-галечных отложений, а также беспорядочно расположенные валуны. Такие слабосортированные, грубообломочные и валунные аккумуляции отмечаются на некоторых пляжах наиболее крупных или глубоких озер (Нарочь, Струсты, Лукомльское, Иказнь, Дривяты, Езерище, Снуды, Долгое, Дрисвяты, Войсо, на северо-восточном плесе оз. Отолово) и возникают при воздействии волн и льда на берег, сложенный моренными и песчаными отложениями.

Механическая дифференциация песчаного прибрежного материала зачастую характеризуется выдержанностью гранулометрического, а иногда и минерального состава. В гранулометрическом спектре песчаных пляжевых отложений преобладают крупноалевритовая, мелкопесчанаяи реже среднепесчаная фракция. Величина зерен при небольшом возрастании глубины водоема уменьшается, а сортировка улучшается, что связано с изменением гидродинамического режима. С глубиной, на границе с сублиторальной или мелководной зоной (1,5-1,9 м) сдвиг в сторону понижения крупности песчинок резкий. Здесь уже начинают играть существенную роль алевритистые, а иногда и алеврито-глинистые и даже глинистые частицы. В прибрежной полосе крупных озер, от уреза воды в сторону суши, также идет уменьшение диаметра зерен. Для водоемов Белорусского Поозерья О.Ф.Якушко (1971) приводит следующие данные гранулометрического состава: фракция 0,25-0,05 мм содержит до 50,2%, размерность 1,0-0,25 мм – 32,8%. В гранулометрическом профиле пляжевых песков происходит изменение в сторону уменьшения диаметразерен, частицы здесь однороднее, а обломки более 1 мм не характерны.

Обломки зерен определяются величиной устойчивых минералов в исходных отложениях, особенностями процессов перемещения, трения разрушения в волновом потоке, в зоне разрушения волн и постоянным выносом за пределы береговой зоны более мелких частиц.

Качественный минеральный состав пляжевых озерных песчано-алевритовых отложений довольно однообразный и постоянный, и близок к составу отложений других генетических типов. Существенные различия проявляются лишь в количественных соотношениях минералов, меньшие изменения обнаруживаются в форме зерен, их окатанности и др. Например, пляжевые озерные отложения отличаются незначительным повышением содержания ильменита и магнетита по сравнению с другими генетическими образованиями.

Благоприятные условия, связанные с особенностями механической сортировки и другими причинами, приводят к повышению в пляжевых песках содержания тяжелых минералов, иногда даже к формированию естественных шлихов. Шлиховые проявления в виде присыпок тонких слойков, линзочек и т.д. отмечаются в зоне действия волно-прибояной деятельности на отдельных участках ряда крупных озерных водоемов (Езерище, Лукомльское, Лепельское, Нарочь, Мястро, Богинское, Дрисвяты, Обстерно, Миоры). Концентрация тяжелых минералов в сравнении с исходными береговыми образованиями иногда увеличивается в десятки раз и достигает 10-40%. Мощности шлихов самые разнообразные, максимальные толщи таких пропластков обнаружены на наиболее крупном в республике озере Нарочь (до 30 см).

Концентрации тяжелых минералов в зоне пляжа отмечаются в местах абразии или динамического равновесия. Устойчивое обогащение тяжелыми минералами пляжевых песков с образованием шлихов характерно для средней и верхней зоны пляжа, т.е. для полосы наибольших волновых заплесков. Здесь же выделяются максимальные по сравнению с приурезовой полосой и прибрежным подводным склоном озера содержания тяжелых компонентов во всех размерных фракциях. В зоне пляжа происходит преимущественное отложение устойчивых минералов повышенной плотности (4-5 г/см и выше). В зависимости от уровня воды, в зоне пляжа формируется и прослеживается на крупных озерах до 4-5 параллельных друг другу и береговому урезу шлиховых полос. Наиболее высокое положение шлиховых проявлений на озере Нарочь отмечается примерно на уровне 1,5 м над уровнем воды, а весовое процентное содержание веса шлихов может достигать 50,0-90,0%.

**Фация песчано-галечниково-каменистая.** Образования настоящей фации присущи молодым крупным озерам (Снуды, Струсто, Дривяты и др.), которые характеризуются причудливой конфигурацией, имеют сложный рельеф котловин и абразионные берега. Отложениям свойственна довольно слабая сортированность. Они представлены глыбами, валунами, галькой, гравием и разнозернистыми песками. Нередки здесь также грубые супеси и суглинки. Ширина пояса распространения небольшая, обычно до 5-7, иногда

10 м, в некоторых случаях в виде валунно-галечно-гравийных гряд и валов может проникать в пределы акватории на несколько большее расстояние. На отдельных участках содержание мелкого гравия может достигать 15-20% и более.

**Фация песчано-глинистая и глинистая.** Образования песчано-глинистой и глинистой фации характеризуются значительной долей алевритовых (до 17,5%) и пелитовых частиц (до 65%). Содержания песчаной фракции небольшие. Для озер северо-запада (Струсто, Болойсо, Рака, Ричи и др.) содержание мелкого алеврита достигает 35%, глинистая составляющая обычно не более 16%. Степень сортированности средняя (2,7-3) (Рачевский, Мысливец, 1979).

Наибольшие площади распространения отложений песчано-глинистой и глинистой фации тяготеют к берегам, сложенным суглинистыми и глинистыми аккумуляциями. Такие берега обычно защищены от ветра. Осадки формировались за счет мобилизованного на водосборах тонкого материала, а также в результате размыве ледниковых и водно-ледниковых отложений.

### 7.2.2. Группа фаций мелководий (мельче 5,0 м)

Образования мелководийзанимают склоны береговых отмелей, мелководные участки и ограничены преимущественно изобатами 1,5-5,0 м. В некоторых случаях пояс распространения отложений изменяется существенно, что зависит от величины озер, морфологии берега и дна водоема, течений, воднойрастительности, гидрохимических и гидробиологических процессов. Так, участками в ряде озер пески встречаются на глубинах до 7 м (оз. Нарочь) и даже 18 м («Гатовичские ямы»), а на озере Долгом даже опускаются по крутым подводным склонам на глубину до 20-22 м (Якушко, 1971). При удалении от волноприбойной зоны и возрастании глубины водоема дисперсность отложений резко увеличивается, появляются глинистые, илистые, известковистые и железистые образования.

Минимальная ширина прибрежных терригенных отложений всегда приурочена к обрывистым разрушаемым берегам. Там, где берега зарастают, формирование обломочного материала не происходит. Ширина полосы кластических частиц возрастает у пологих берегов, вблизи впадения водотоков. Зафиксированы подводные мели и косы шириной до 400 м (оз. Нарочь).

Мелководная группа фаций характеризуется преобладанием фракции 0,25-0,05 мм. Здесь также имеет место широкий набор песчано-галечниково-валунных, песчано-гравийных, песчаных, песчано-глинистых, глинистых, а также песчано-заиленных, карбонатных, торфяных, грубодетритовых, детритово-сапропелевых и других разнообразных аккумуляций. По мере нарастания глубин и затухания волноприбойной деятельности дисперсия осадков возрастает. Мощность отложений мелководной (прибрежной) группы фаций достигает 10-15 м и более.

Распределение тяжелых минералов в пределах озерных котолвин неравномерное. Особенности распределения тяжелых минералов волноприбойной зоны рассмотрены на примере крунейшего озера Беларуси Нарочь (Ярцев и др., 1976). Прослои шлихов в котловинах небольших озер не всегда обнаруживаются. Среднее содержание тяжелых компонентов составляет 1,0-2,5%. В зависимости от волнового режима и состава отложений некоторое обогащение тяжелой фракции происходит на косах, склонах и гребнях подводных песчаных террасовидных валиков. Среди отложений мелководной группы белорусские лимнологи (Якушко, 1971; Рачевский, Мысливец, 1979) выделяют несколько фаций.

**Фация песчано-заиленная.** Образования песчано-заиленной фации наиболее типичны для озерных плоских водоемов с небольшими уклонами дна. В гранулометрическом составе преобладает мелкоалевритовая фракция (0,05-0,01 мм), содержание которой в среднем составляет 35%. На крупноалевритовую фракцию приходится в среднем 15%, на мелкопесчаную – 23%.

**Фация карбонатная.** Образования карбонатной фации встречаются реже других, обычно на небольших участках и представлены тонкодисперсными частицами хемогенного и биохемогенного происхождения. Минеральную часть осадков составляют карбонаты кальция (CaO) с содержанием его до 30-50%. Внешне напоминают типичные сапропели. Во многих случаях осадки карбонатной фации насыщены песками, глинистыми и пелитовыми частицами. Основным источником накопления карбонатных сапропелей служат планктонные организмы, преимущественно фитопланктон.

**Фация торфяная и грубодетритовая.** Образования настоящей фации представлены торфянистыми отложениями разного состава и грубоструктурными торфянистыми сапропелями темно-коричневых или буровато-коричневых цветов с многочисленными остатками слабо разложившейся водной растительности и общим содержанием органической массы более 75%. Зольность отложений небольшая (10-15%).

**Фация детритово-сапропелевая.** Образования детритово-сапропелевой фации формируются в условиях застойного характера воды, медленных течений и слабой аэрации придонных слоев. Сапропель (гниющий ил) представлен однородной бесструктурной массой распада растительных масс сине-зеленых водорослей, пыльцы, детритового материала и т.п. преобразованных деятельностью многих групп бактерий. При разложении сульфатов и серосодержащих гниющих растений и животных организмов бактериями нередко возникает сероводородный режим. С ископаемыми сапропелитами могут быть связаны концентрации ванадия и его спутников, других химических элементов.

### 7.2.3. Группа фаций глубоководных (глубже 5 м) отложений

Образования глубоководной группы фаций занимают наиболее пониженные, преимущественно центральные части озерных котловин и

ограничиваются изобатами с глубинами более 5 м. Осадки обычно обнаруживают закономерность размещения, повторяя форму дна. Озера с неровной котловиной дна отличаются значительным фациальным разнообразием.

Осадки сложены терригенными, карбонатными, карбонатно-сапропелевыми, глинистыми, илистыми, сульфидными (гидротроилит) и переходными образованиями. Величина составляющих частиц обычно не превышает 0,001 мм. Нередко глубинные осадки представлены преимущественно сапропелями, в других случаях – пресноводными известковыми или глинистыми отложениями, реже – тонкозернистыми песками и глинами. Тяжелую фракцию терригенной части (0,1-0,05 мм) представляют ильменит-магнетиты (31%), циркон (11%), пирит, турмалин, амфиболы, гранаты. Общий азот в органическом веществе составляет 3%. В озерах стадии старости осадки часто выражены сапропелями. Мощность отложений глубоководной группы фаций может достигать 20 м и более.

Отложения глубоководной группы фаций можно установить также по организмам, приспособленным для жизни на большой глубине. Приведем пример. В ходе подводной экспедиции ученых лаборатории озероведения БГУ и дайверов в 2009 г. на самом глубоком белорусском озере Долгое в Глубокском районе Витебской области на глубине 23 м из серого сапропеля была отобрана проба донных осадков с мелкими раковинами моллюсков. Интерес в ассоциации моллюсков вызвал *Pisidium conventus* Clessin – холодноводный моллюск, житель глубоких озер (рис. 7.30). В современной пресноводной малакофауне Беларуси вид обнаружен впервые (Санько, Домашевич, 2010). Причиной, ограничивающей встречаемость *P. conventus Clessin* в озерах умеренного пояса, является прогреваемость воды свыше 17°С. Оптимальными условиями существования вида служит температурный режим 4–8°С и большие глубины.



Рис. 7.30. Створка *Pisidium conventus* Clessin из донных отложений озера Долгое (глубина 23 м). Длина створки 2,5 мм

Осадки глубоководной зоны, с учетом их накопления и наличия составляющих компонентов, разделяются на несколько фаций (Хомич, 1964).

**Фация сапропелевая.** Образования сапропелевой фации обладают маслоподобной органо-минеральной консистенцией с содержанием органического вещества в пределах от 10 до 75% (Хомич, 1964). Имеют светло-оливковые и оливково-серые цвета. Ведущую роль в накоплении сапропелевой фации играли планктонные организмы. Содержание кальция в форме CaO в зольном остатке колеблется от 2,0 до 6,0%. Содержание фракции 0,001 мм и мельче здесь уменьшается, при некотором возрастании

доли мелкоалевритовой размерности. Крупноалевритовая фракция сапропелей в среднем на 76% состоит из глинисто-железиото-карбонатных агрегатов. Содержание MgO, также как у кремнеземистых сапропелей, колеблется в пределах 1,2-2,6%. Мощность сапропелевых осадков может достигать 3,5-4,5 м, в редких случаях до 20 м. Среди накоплений сапропелевой фации выделяются торфянистые сапропели, темноцветные органо-минеральные сапропелевые илы и сапропели смешанного типа.

Торфянистые сапропели прослеживаются в интенсивно зарастающих озерах. Их отличает изобилие органических веществ, темно-коричневые и буровато-коричневые цвета, наличие многочисленных растительных водных остатков, грубые структуры осадков, небольшая зольность (10-15%).

Среди органо-минеральных сапропелевых илов можно различить кремнеземистые и известковистые сапропели. Образования кремнеземистых сапропелей внешне напоминают коричневато-зеленую, темнуюили почти черную вязкую массу с содержанием кремнезема в зольном остатке обычно более 50%. Нередко кремнеземистые сапропели занимают до 80% площади озерного водоема. Содержание MgO составляет 1,2-1,6%. Зольность таких осадков в среднем составляет 43,2%. Для известковистых сапропелей характерно преобладание кальция, связанного в форме $CaCO_3$. Они имеют вид типичной маслоподобной массы со светло-оливковыми и оливково-серыми тонами. В зольном остатке содержание CaO обычно более 50%. Даже в неглубоких водоемах, где имеется обогащенный карбонатный материал, мощность известковых сапропелей может достигать 4,5 м. А.А. Хомич (1964) отмечает, что известковые сапропели, залегающие на мергелистых глинах, нередко перекрываются более молодыми кремнеземистыми сапропелями (оз. Свирь). Сапропели смешанного типа отличаются близкими содержаниями органики, а также $SiO_2$ и CaO. В редких случаях сапропели формируют не только переходные, но и самостоятельные накопления, предшествующие основному сапропелевому горизонту (оз. Свирь).

Сапропели – типичные озерные отложения. Они содержат богатую информацию об окружающей природной обстановке. В качестве примера укажем на разрез сапропелей в озере Судобле, расположенном в 5 км к юго-востоку от г. Жодино. По итогам комплексного изучения этого разреза проведена реконструкция палеоклиматических условий, которые позволяют судить об изменении климата района на протяжении последних 11500 лет (рис. 7.31). Донные голоценовые отложения разреза Судобле дали название региональному стратиграфическому горизонту.

В ископаемом состоянии аналогом сапропелей является сапропелит – продукт преобразования остатков низших растений и простейших микроорганизмов, накопившихся в условиях озерных фаций. Сапропелиты четвертичного возраста вскрыты в республике многими буровыми скважинами. Они содержат палеонтологические остатки, по которым восстанавливается обстановка межледниковых различных эпох плейстоцена (Ажгиревич, Махнач, 1981; Ажгиревич, Махнач, 1985; Шиманович и др., 1985).

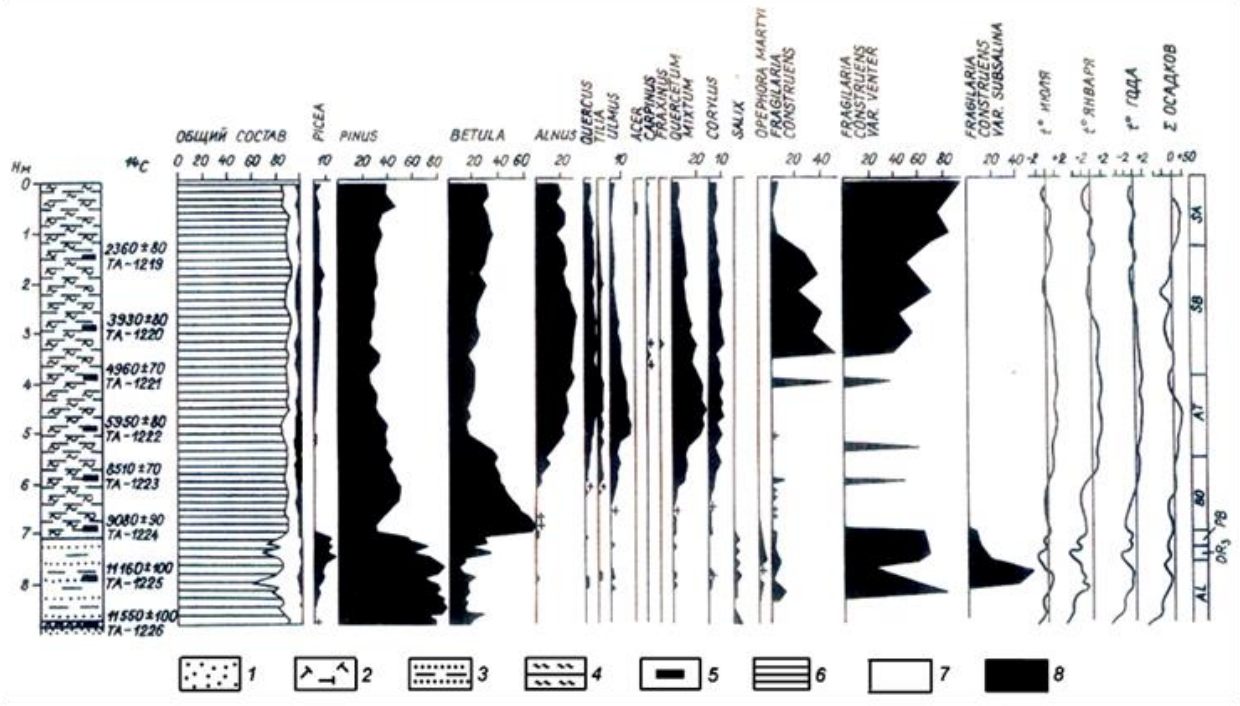



Рис. 7.31. Совмещенные пыльцевая и диатомовая диаграммы и палеоклиматические кривые разреза донных отложений озера Судобле (Богдель и др., 1983):
1 – песок, 2 – торф, 3 – ил опесчаненный, 4 – сапропель тонкодетритовый, 5 – места отбора проб для определения возраста радиоуглеродным методом, 6 – пальца древесных пород, 7 – пыльца травянистых пород, 8 – споры

**Фация песчано-глинистая.** Образования песчано-глинистой фации отличаются незначительным содержанием $CaCO_3$ (обычно менее 10%). Накопление таких осадков обусловлено скоростью привноса терригенного материала и особенностями гидродинамического режима озера. В осадках преобладают тонкие размерные фракции. Здесь нередки переходы от песков к глинам и даже переходы к мергелистым глинам. Мощность таких осадков обычно не превышает 1,0 м. Нередко для таких осадков характерны сменяющиеся слои тонких песков с разными более грубыми гранулометрическими включениями.

**Фация карбонатных песков и глин.** Осадки данной фации выделяются по наличию $CaCO_3$, содержание которого колеблется в пределах 10-70%. Отложения фации обычно имеют темно-серые цвета, им присущи пластичность и однородность. В глинистом мергеле повышено количество мелкоалевритовых частиц. Они отличаются высоким содержанием глинисто-железисто-карбонатных агрегатов и карбонатов. Содержание кремния колеблется в пределах 46,0-59,0%, CaO в среднем составляет 17,8%. Доля магния (MgO) достигает 4,3-6,2%, валовое содержание железа – 5,0-5,5%.

**Фация озерного мергеля.** Образования фации озерного мергеля содержат более 70% $CaCO_3$. Содержание органического вещества обычно не более 5,0-5,59%. Доля магния составляет 0,88-1,16%. Доля кремния находится в пределах 6,81-11,94%. Озерный мергель, как правило, завершает верхнюю часть современных озерных накоплений (оз. Мядель, Нарочь и др.).

**Фация алеврито-глинистая.** Глубины залегания, мощности, физические характеристики алеврито-глинистой фации различны и обусловлены типами озер и естественной историей их развития. Наибольшие мощности отложения глинистой фации достигают в более глубоких частях водоема (до 2-3 м и более). Доля мелкоалевритовой фракции в составе глин обычно не превышает 30%, содержание песчаных и крупноалевритовых частиц незначительно. Цветовая гамма глин разнообразна, от пестрых цветных досерых, серо-зеленых, желтых и розовых. Ленточная слоистость не всегда отчетливая, нередко отсутствует. Содержание органики незначительно. В верхней части разреза оно увеличивается до 6-7%, к низу уменьшается до 1-2%. При высыхании глины приобретают высокую плотность и крепость.

### 7.2.4. Группа фаций дельтовых отложений

Дельта рассматривается как участок или область низкой и почти плоской аккумулятивной субаэральной равнины современного или древнего устья реки, у впадения в приемный водоем. Дельта слагается преимущественно аллювиальными, в меньшей степени озерными подводными, надводными и береговыми наносными аккумуляциями в виде устьевого конуса выноса с общим узлом разветвления взаимосвязанных речных водотоков.

Под дельтообразованием понимается весь комплекс русловых гидрологических, береговых, прибрежных, биологических, геоморфологических, геологических, тектонических, климатических и других процессов в устье реки, где падает скорость течения, приводящих к накоплению аллювиально-дельтовых и прибрежно-озерных дельтовых осадочных фаций, формированию и развитию надводных и подводных русловых и береговых форм. Они формируют специфические осадочные фациальные разновидности надводных и подводных русловых и береговых форм, создающих своеобразное осадочное дельтовое геологическое тело, своеобразный рельеф и ландшафты в контактной зоне река – озеро.

Часть дельты, выступающая над поверхностью воды, постоянно прорезается речными рукавами и все более выдвигается в водный бассейн. Пологому склону дельты над уровнем воды противопоставляется более крутой склон ниже водной поверхности, вследствие чего в отложениях нижней части может развиваться характерная косая дельтовая слоистость.

Аккумуляции дельтовой группы фаций, в соответствии с установившейся классификацией (Ботвинкина, 1965; Рейнек, Сингх, 1981), объединяют в верхнюю, выступающую из воды субаэрально-дельтовую часть с присущими ей надводными формами и особенностями строения и в нижнюю подводную составляющую. Они связаны генетическими переходами, сочетаниями друг с другом как по площади, так и по разрезу. Подводная часть дельты, называемая авандельтой, представлена фациями передовых и придонных отложений. Граница надводной и подводной дельт устанавливается по смене зон седиментации: зоны аккумуляции наносов в русле (подводная часть дельты), зоны размыва в русле, являющейся

проксимальной границей авандельты, и зоны аккумуляции наносов в устьевой части авандельты, на контакте речных и озерных вод.

Устьевые процессы представляют собой сложный комплекс динамического рассеивания осадков, непрерывного накопления и размывания дельты. Гидравлические условия в устье реки контролируют распределение песка и формирование песчаных образований определенных типов. Основные процессы в устье реки определяются взаимодействием речных потоков с водами приемного водоема. Здесь происходит рассеивание энергии реки и последующая потеря способности к переносу осадочного материала. Характер растекания речного потока влияет на строение и распространение дельтовых отложений. Мелководные береговые склоны благоприятны для возникновения трения между массой речного потока и донными осадками, что, в свою очередь, способствует быстрому уменьшению скорости растекания потока в устье. Во всех случаях наиболее крупнозернистые осадки откладываются в устье реки, а мелкозернистые оседают дальше в сторону водоема, при этом образуется слоистое песчаное тело с огрублением осадков вверх по разрезу.

Значительное влияние на развитие дельты и дельтовой береговой линии оказывает режим волнового воздействия, которое играет большую роль в своеобразии концентрации песков. Строение дельтовых образований отражает воздействие факторов, возникающих как сразу у впадения реки в водоем, без влияния волн, так и в условиях значительного воздействия волн в перераспределении осадков и влияния на береговую отмелую линию дельты. Дельтовые песчаные тела, образованные в условиях слабой активности волн, обычно простираются под большим углом к береговой линии. Чаще такие пески плохо отсортированы и содержат прослои глины. Их проницаемость плохая.

Углы наклона дна приемного водоема во многом определяют особенности формирования дельты. Подводный склон контролирует силу волн достигающих берега, влияет на подводные течения, воздействует на скорость осадконакопления и рост подводной части дельты. Форма приемного водоема и глубины сильно влияют на внешние очертания дельты и особенности ее роста, что хорошо заметно при изучении дельт различных озер.

Дельтовые осадочные толщи характеризуются мощностями, сопоставляемыми с глубинами озерных водоемов, площади которых заполнялись наносным аллювиальным материалом. Верхняя честь дельт имеет все признаки речного аллювия. Здесь большое количество остатков пресноводных растений и животных. Вниз по разрезу материал становится более тонким и глинистым. Прибрежная зона обычно слагается более песчанистыми осадками, которые к центру водоема сменяются глинами, грубыми илами, или глинистым материалом с илами. Диагностическим признаком наземных дельтовых геологических тел являются удлиненные седиментационные накопления с незначительной извилистостью слоев в направлении течения, косой удлиненной слоистостью, с сортированностью

материала и делением на динамические фации. В отличие от нормальных озерных отложений, дельты сложены более грубым материалом, у них преобладают грубозернистые обломочные разности.

Следует признать, что в Беларуси выделение дельтовых отложений затруднительно, часто такие накопления принимаются за аллювиальные или озерные образования. Это является результатом того, что привнос ручьями и реками количества осадков и накапливания их на участках впадения русел в различные водоемы страны незначительно. Развитию дельт препятствуют небольшие объемы транспортируемого и аккумулируемого взвешенного материала, небольшие наклоны и малые глубины прилегающей части дна приемного водоема (рис. 7.32).




Рис. 7.32. Карта глубин озера Струсто, иллюстрирующая слабое или почти полное отсутствие авандельты у впадающих в озеро притоков

Ниже дается краткая характеристика отложений надводной и подводной дельтовой фаций.

**Фация надводно-дельтовая.** Как уже отмечалось, скорость нарастания дельты зависит от величины стока наносов. В стадию формирования авандельты происходит максимальное растекание вод на поверхности дельты, при этом на ней остается до 60% речных наносов (Чистяков и др. 2000). На данном этапе скорости нарастания покрова внутренних частей дельты наибольшие. Надводная (субаэрально-дельтовая) фация в процессе своего формирования на поверхности часто прорезана неглубокими протоками, что способствует многочисленным сложным переходам между различными типами осадков.

Здесь формируются осадки рукавов дельты, накопления прирусловых валов, наносы, выполняющие промоины и прорывы в береговых валах и заливах. В целом, отложения рассматриваемой фации представлены более или менее сортированными песками, песчано-алевритовыми осадками песчаным илом и глинами, реже глинами без примесей, илистыми осадками с прослоями ракушечника. Соотношения между диалогическими разностями различного происхождения весьма сложные, часто изменчивые, отличаются

неоднородностью. Разделяющие границы между слоями по горизонтали и по вертикали могут быть постепенными и резкими.

Сортировка и слоистость верхних отложений дельты более слабая и неправильная в сравнении с отложениями авандельты, но нередко достигает высокой степени дифференциации. Слоистость отложений часто наклонная, нередко на значительных расстояниях горизонтальная, многие свиты косослоистые с быстро изменяющимися углами падения. Осадки иногда деформированы подводными смещениями и оползаниями.

**Фация подводно-дельтовая.** Отложения подводная дельтовая (авандельтовой) фации сложены преимущественно мелкозернистыми песчано-глинистыми частицами с различной примесью коллоидного материала и небольшого количества крупно- и грубозернистых обломков, а также илистых и глинистых фракций. В качестве типичного признака следует отметить дифференциацию осадков в виде сочетания нескольких видов слоистости, среди которых основной является более крупная косая слоистость, подчиненное значение имеют чередующиеся о ней слоистость ряби течения и горизонтальная.

Л.Н. Ботвинкина (1962) приводит характерный пример строения авандельты, где отмечает крупную, но неравномерную по мощности серии, косую слоистость. Мощность серий меняется от 7-10 до 60-70 см. Слойки обычно вогнутые, сходящиеся, мощностью 1-1,5 см, в более мелких сериях до 0,5 см, часто имеют довольно ясную ритмическую сортировку. Границы слойков отчетливые, подчеркиваются изменением гранулометрического состава песка внутри слойка. Основания серий также иногда имеют включения мелких галек. Наклоны слойков в разных сериях, а иногда даже и внутри одной серии очень изменчивы. Среди косой слоистости встречаются прослои с неотчетливой полого волнистой слоистостью ряби.

## 7.3. Хемогенный тип отложений

Формирование хемогенных аккумуляции происходило в местах разгрузки подземных вод, в болотах и озерах, воды которых насыщены бикарбонатом кальция, карбонатами железа гидрогетитом, железистым фосфоритом и другими растворенными химическими элементами. Преобладающую по масштабам роль здесь играют процессы формирования и накапливания пресноводных известковых осадков. Это связано с тем, что грунтовые воды, за исключением вод верховых и переходных торфяников, близки к насыщению по карбонату кальция (от 20-30 до 150-200 мг/л) и при сочетании благоприятных условий, таких как прогрев, удаление $CO_2$, повышение pH, благоприятные ландшафтные и погодно-климатические условия и др., из них может происходить выпадение карбонатов (Ковалев, 1985).

Отложения родникового типа встречаются на склонах и у подножия холмов, в долинах рек, оврагах, часто занимают понижения рельефа. Содержат 75-90% $CaCO_3$ и как примесь глинисто-алевритовый материал и органическое вещество. Залежи озерного типа встречаются на месте бывших

и на дне современных озер. Они содержат меньше $CaCO_3$. Отложения болотного типа связаны с торфяными месторождениями. Карбонатный материал рассеян во всей массе торфа или образует тонкие прослойки, отдельные гнёзда, линзы. На территории Беларуси выявлено более 300 месторождений и проявлений пресноводных известковых отложений с общими запасами около 200 млн. $м^3$. Наибольшие месторождения выявлены в котловинах бывших и современных озер и торфяниках. Их больше всего в долинах рек Уса, Птичь, Свислочь, на Оршанско-Могилевской равнине. Известковые отложения пригодны для известкования кислых почв, совместно с торфом — на удобрение.

Скопления железа имеют более скромное значение. В Беларуси насчитывается до 300 месторождений болотных железных руд (Левкови др., 1973). Из них наибольшая часть находится на юго-востоке Полесья, особенно широко представлены в верховьях Березины, в отложениях поймы, первой и второй надпойменных террас Днепра и Припяти, а также их многочисленных притоков (Брагинки, Словечны, Желони, Птичи, Уборти и др.) (Ковалев, 1985). Доля таких заболоченных площадей здесь составляет местами до 20% территории и даже более. В качестве примера следует отметить участки распространения железных руд, связанных с современным аллювием верховий Березины у г. Борисова, площадь развития руд на сухом логе вблизи Петрикова (участок Руда) и др.

Образование рудных концентраций железа четвертичного возраста, вообще, характерно для лесной зоны умеренного климата. Это связано с одной стороны, со своеобразием минеральных особенностей пород подвергающихся выветриванию, с другой – со специфической направленностью процессов заболачивания и почвообразования. Как правило, такие железистые концентрации, в зависимости от геохимических процессов растворения, выноса химических элементов из первичных и окружающих пород, последующего их переноса, осаждения и накопления, формируют различные разновидностизалежей. Они отличаются по условиям и форме залегания, по строению и запасам, по литологическому и химическому составу. Такие накопления привязываются к болотным и озерным образованиям. Залежи встречаются в долинах рек, небольших речек и ручьев, особенно в прирусловых участках песчаных, а также заболоченных пойм. Их можно обнаружить также в тальвегах ложбин, на переувлажненных или сырыхлугах, осушенных торфяниках, плоских западинах, в логах в окружении слаборасчлененного и невыразительного рельефа с относительными превышениями от 2-3 м до 10-15 м.

Образование железных руд обусловлено окислительным выветриванием и осаждением буро-железистых коллоидов в относительно сухие сезоны и усилением восстановительных процессов и переводом железа в раствор в периоды увлажнения (Ковалев, 1985). Химический состав пресноводных известковых образований Беларуси, как и железных болотных руд разного генезиса, имеют существенные различия (табл. 7.3).

Таблица 7.3

Химический состав известковых пресноводных отложений Беларуси (Костко, 1971)

| Генезис | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | Feo | $TiO_2$ | MnO | $SO_3$ | CaO | MgO | $Na_2O$ | $K_2O$ | П.п.п. | $H_2O$ | $P_2O_5$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Озерный | 0,36- | 0,02 | 0,04 | 0,15 | следы | 0,02 | 0,0- | 10,40 | 0,59 | 0,08 | 0,04 | 11,48- | 0,36 | 0,02 |
| | 57,88 | 14,19 | 6,00 | 3,16 | 0,76 | 0,05 | 4,84 | 52,99 | 5,71 | 0,80 | 4,11 | 44,45 | 1,64 | 0,22 |
| Болотный | 0,17- | 0,39- | 0,04 | 0,41 | следы | 0,02 | 0,0- | 7,64 | 0,18 | следы | 0,04 | 24,76 | 0,39 | 0,06 |
| | 39,42 | 2,82 | 17,96 | 1,64 | 0,44 | 1,66 | 0,25 | 53,97 | 4,55 | 0,50 | 2,76 | 76,44 | 7,10 | 0,24 |
| Наземный | следы | 0,0- | следы | 0,0 | следы | следы | 0,0 | 87,30 | 0,10 | 0,0- | 0,0 | 31,23 | 0,26 | 0,04 |
| | 26,08 | 2,28 | 1,12 | 0,16 | 0,42 | 0,24 | 1,10 | 55,51 | 1,17 | 0,62 | 1,44 | 48,23 | 0,99 | 0,17 |

Как можно заметить, по количеству содержания основных минеральных компонентов, образования болотного типа занимают как бы промежуточное положение между формированиями озер и наземных источников. Отложениям болот свойственно самое низкое содержание $SO_3$ и очень высокое $Fe_2O_3$. Количество и качественный состав примесей меняется значительно не только от одного генетического образования к другому, но и внутри отложений и даже в пределах одного месторождения или залежи.

В зависимости от строения, формы залегания, характера слагающих отложений и генетического содержания известковых пресноводных аккумуляций А.А. Костко считает целесообразным выделение залежей источникового типа, озерных и болотных известковых отложений, залежей склонов и подножий, залежей источников, заполняющие понижения рельефа, залежей мелких бассейнов, залежей литорали глубоких озер, залежи глубоких котловин, залежи стариц. Каждый морфогенетический тип обладает присущими им своеобразиями и содержаниями примесей.

Т.Д. Бартош (1976) отказывается от морфологического принципа классификации. Исследователь соотносит все выделенные разновидности к одному, хемогенному, генетическому типу отложений (табл. 7.4). Приводимую классификацию она дополняет таблицей гранулометрической классификации известковых отложений по К. Бамбергу (табл. 7.5).

В.А. Ковалев (1985), на основании геохимических особенностей концентрации и генетической привязки к торфяным болотам, сезонно переувлажняемым понижениям пятнисто-заболоченным поймам, озерным водоемам группирует болотные железные руды на торфяно-болотные, дерново-болотные, аллювиально-болотные и озерно-болотные руды. Существует еще целый ряд общих и частных классификаций.

Таблица 7.4

Классификация голоценовых пресноводных известковых отложений (Бартош, 1976)

| **Генетический тип** | **Морфогенетический подтип** | **Разновидность залежей** | **Минералого-петрографическая характеристика породы** |
|---|---|---|---|
| Хемогенный | Озерный | Залежи неглубоких плоских подъемов | Пресноводная известь (гажа), мелкозернистая и пелитоморфная. Содержит примеси кластогенного материала, меньше – органических веществ |
| | | Залежи глубоких озерных котловин | Пресноводная известь (гажа), мелкозернистая с выдержанным высококарбонатным составом. Примеси глинистого вещества в придонных, а органического вещества в краевых частях залежей |
| | Источниковый | Залежи склонов | Известковый туф, грубо- и мелкозернистый, рыхлый, с гнездами и прослойками плотного, ноздристого или монолитного, с инкрустациями и отпечатки листьев. Содержание $CaCO_3$ изменчиво |
| | | Залежи подножий | Известковый, туф, грубозернистый, рыхлый, с линзами и прослойками плотного и кусковатого, а также рыхлой землистой извести. Содержит значительную примесь органического вещества и кластогенного материала |
| | | Залежи оврагов и других понижений рельефа | Известковый туф с включением гнезд и прослоев твердых комковатых пористых и плотных разностей, с инкрустациями мха и других растений. Обычно высокое содержание $CaCO_3$ |
| | Болотный | Залежи, представленные известковыми торфами | Торф минерализованный, карбонатами (торфотуф) – органогенно-минеральное образование, где известь диффузно рассеяна в органической массе торфа. Содержание CaO до 35% |
| | | Залежи торфа со слоями и линзами пресноводной извести | Торф известковистый с тонкими прослоями и гнездами чистой пресноводной извести. Степень минерализации торфов до 50-60% |

Таблица 7.5

Гранулометричская классификация известковых отложений

| **Разновидности** | **Содержание фракции, %** | | |
|---|---|---|---|
| | <0,2 мм | >1,0 мм | >2мм |
| Мучнистые | >80 | <5 | - |
| Мелкозернистые | 50-80 | <20 | - |
| Грубозернистые | <50 | >20 | - |
| Гравелистые и кусковатые | <20 | - | >40 |

Отложения хемогенного генетического типа водного парагенетического ряда мы предлагаем разделить на источниковый генетический подтип,

наземную, озерную и болотную группы фаций, а их – на фации, согласно условиям формирования и состава.

### 7.3.1. Источниковый подтип

Источниковые отложения чаще всего образуются в местах пересеченного и эрозионного рельефа, а также в озерах и болотах. В большинстве случаев они представлены известковыми и железистыми образованиями в виде рыхлых, зернистых и мелкокомковатых разностей с включениями и прослойками пелитоморфных, тонко- и мелкозернистых образований того же состава. Болотные железные руды, встречаются в виде твердых конкрециевых образований, иногда отдельных плит или мягких охристых разновидностей. Иногда попадаются скопления железистого материала бобовинной структуры.

#### 7.3.1.1. Группа фаций наземных отложений

Наземная группа фаций объединяет известковые туфы и железистые образования, сформировавшиеся источниками на склонах у подножий возвышений, в западинах, оврагах и ложбинах.

**Фация известковых туфов на склонах.** Известковые туфы этой фации характеризуются высоким содержанием $CaCO_3$ (75-99%) и представлены плотными, зернистыми, рыхлыми, участками кусковатыми, нередко мелко- и тонкозернистыми образованиями. Мощность, форма залегания и особенности строения определяются местом выхода источника, крутизной склона, развитием растительного покрова, дебитом и степенью минерализации источника. Цвет отложений, в зависимости от примеси обломочного материала, красно-бурых оксидов железа, растительных остатков может изменяться от белого и желтоватого до желтовато-серого, серого, ржаво-бурого и темно-серого. Отложения содержат в большом количестве отпечатки листьев, древесину, веточки, раковины моллюсков и даже кости мелких млекопитающих. Строение известковых туфов нередко осложнено прослоями и линзами инородных илисто-глинистых, глинистых и торфяных слойков.

Известковые отложения склонов, а также оврагов, долин и ложбин повторяют конфигурацию рельефа, нередко вытянуты в длину, которая в несколько раз превышает ширину. Мощности небольшие, обычно не более 1,0 м, изредка достигают 2-3, в отдельных случаях 4 м. Площади распространения небольшие (десятки, реже сотни квадратных метров). Перекрываются почвенным горизонтом, делювиальными наносами, маломощными прослойками торфа (до 0,5 м, изредка 1,0-1,5 м и более). В некоторых случаях выходят на дневную поверхность. В рельефе такие образования заметно выражены, иногда имеют вид небольших куполов. Известковые туфы известны и в ископаемом состоянии, например, в урочище Борисова Гора, где они обнажаются под поозерской мореной на склоне долины Западной Двины. Время их образования – муравинское межледниковье (Санько, Мотузко, 1991).

Типичный разрез известковых туфов с раковинами моллюсков исследован нами в Центральной Литве (Sanko et all., 2008). Содержание карбонатов (кальцит + доломит) в туфах составляет боле 90%, достигая в некоторых пробах 99%. Время формирования фауносодержащих отложений – от конца атлантического периода голоцена почти до современности, что подтверждено радиоуглеродным датированием. В состав ассоциации моллюсков входят термофильныелесные виды *Acicula polita* (Hartman), *Acanthinula aculeata* (Müller), *Aegopinella* cf. *pura* (Alder), *Bulgaria cana* (Held) и *Discus* cf. *rotundatus* (Müller), а также представители южно-европейской (*Carychium tridentatum* (Risso)) и западно-европейский (*Vertigo moulinsiana* (Dupuy)) фауны (рис. 7.33).

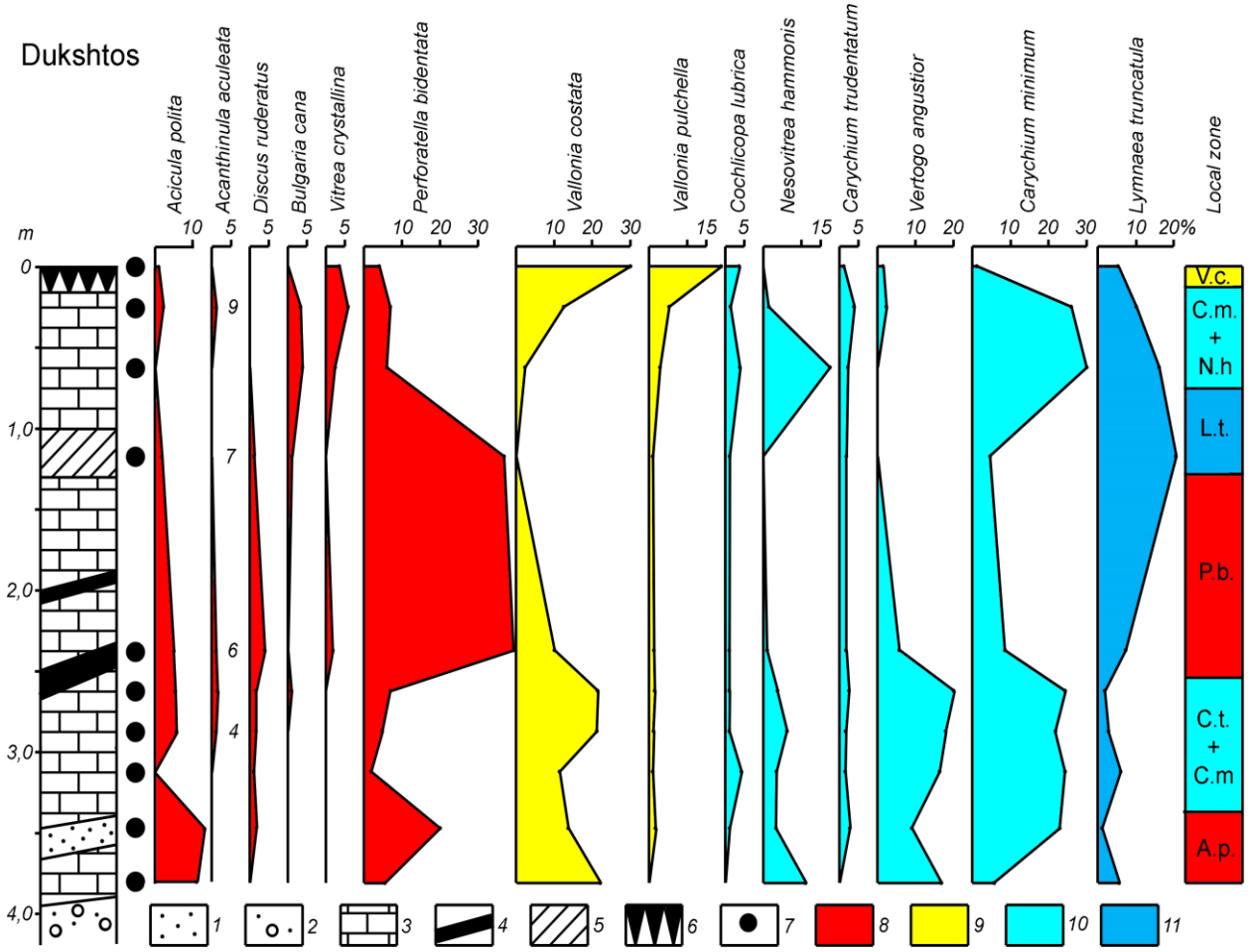



Рис. 7.33. Малакологическая диаграмма известковых туфов разреза Дукштос в Центральной Литве (Sanko et al., 2008):
1 – песок, 2 – песок с гравием, 3 – известковый туф, 4 – прослои гумусированных отложений, 5 – супесь и суглинок карбонатные, 6 – современная почва, 7 – места отбора проб, 8 – лесные моллюски, 9 – виды открытых пространств, 10 – мезофиллы, 11 – пресноводные моллюски

Примерами фаций известковых отложений склонов, оврагов и ложбин на территории Беларуси могут служить залежи у д. Ульяновичи Сенненского района, в урочище Студенец Дзержинского района, находящемся в долине р.

Славка (левого притока р. Уссы), у д. Ослянка Мстиславского района, месторождений Раков, Белинщина, Цеалин и многие другие.

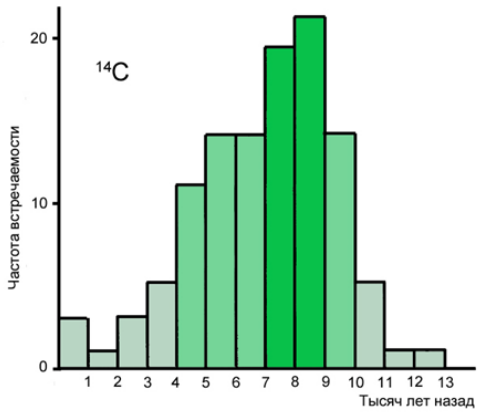



Рис. 7.34. Радиоуглеродные даты пресноводных известковых отложений в Западной Европе по результатам 227 определений (Pentecoast, 1993)

Время, в течение которого наиболее интенсивно накапливались голоценовые известковые туфы на территории прибалтийских стран и Беларуси, И.Я. Даниланс (1957) связывает с предбореалом и бореалом. Такая же картина выявлена и в Западной Европе (рис. 7.34).

**Фация железистых отложений на склонах.** Отложения формируются за счет выпадающих в осадок изливающихся нисходящих и восходящих источников подземных вод насыщенных железистыми элементами. Встречаются на самых различных элементах рельефа, на склонах и у их подножий, в оврагах, ложбинах, в замкнутых низинах, логах, на поймах рек. Образования имеют вид конкреций, бобовин и горошин плитообразных и натечных форм, охристых накоплений, в составе которых содержится в среднем 30-40, изредка до 50% гидрогетита.

Площади распространения таких железистых образований незначительны, мощности небольшие, обычно не более 0,3-0,35 м, формы залежей определяются рельефом. Примерами участков проявления линзовых и бобовых руд, сформированных в пределах увлажненных или заболоченных замкнутых низин, могут служить Закухня, Голубица и другие на Полесье, пойма Вилии на участке Сморгонь - Жодишки. Рудная плита площадью до 1 га, приуроченная к относительно сухому логу, выявлена на участке Руда вблизи г. Петрикова.

### 7.3.1.2. Группа фаций озерных известковых отложений

Отложения данной группы фаций, чаще всего, представлены скоплениями рыхлой пелитоморфной массы карбоната кальция и озерными железными рудами, сформировавшимися за счет аккумуляции химических элементов принесенных подземными водами. Образование таких отложений в основной массе происходит в прибрежной зоне или в краевых частях склонов озерного водоема. Распространение голоценовых карбонатных отложений в озерных водоемах Беларуси иллюстрирует картосхема (рис. 7.35). Озерные карбонатные отложения – обычный компонент межледниковых озер плейстоцена.

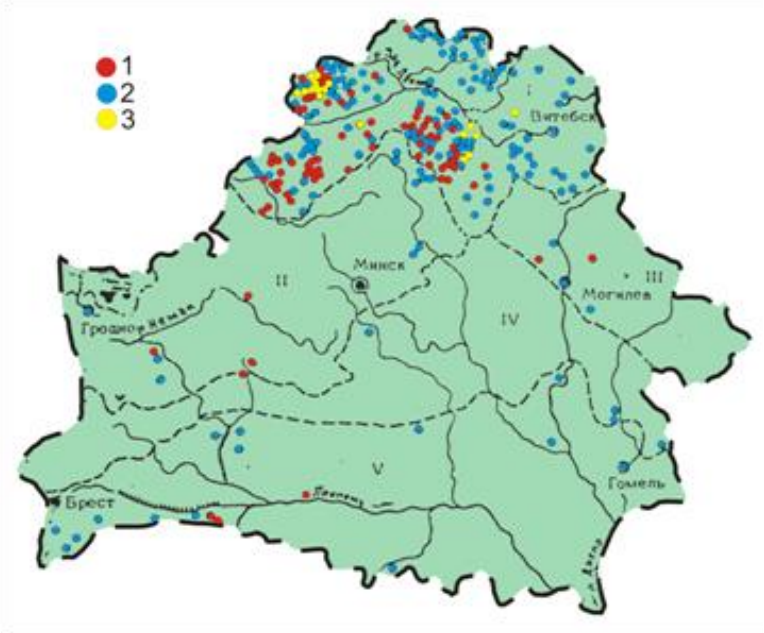



Рис. 7.35. Картосхема размещения голоценовых карбонатных отложений в озерах Беларуси (Жуховицкая, Генералова, 1991): 1 – озера с непрерывным карбонатонакоплением; 2 – озера только раннеголоценового карбонатонакопления; 3 – озера только современного карбонатонакопления; I-V – геоморфологические области: I – Белорусское Поозерье; II – Белорусская гряда; III – Восточно-Белорусская равнина; IV – области равнин Предполесья; V – Белорусское Полесье

Известковые и озерные железистые образования подстилаются озерными мергелями, глинами и песками, перекрываются сапропелями или слоями торфа разной мощности. Содержание $CaCO_3$ колеблется в более широких пределах, чем у образований склонов, оврагов и ложбин, в основном, за счет примесей органики. При высыхании они образуют крепкие комки и трудно поддаются рыхлению. Известковые озерные образования, как правило, содержат раковины моллюсков.

Такие отложения свойственны многим современным озерам Беларуси. Они встречаются в водоемах, где накопление $CaCO_3$ связано с высоким выходом карбонатных источников, например, оз. Куликовское, Каменское, Корытино, Свирь, Сыщевка и др. Встречаются озерные известковые образования не только в зоне литорали, но и в центральной, самой глубокой части котловин. Отложения фации представлены разновидностями мергеля, линзами и прослоями известковатых образований разной длины и мощности, вклинивающихся в толщу торфа или находящихся в окружении песчано-алевритовых отложений, нередко имеют облик известковистых торфов.

Содержание $CaCO_3$ в известковистых торфах не превышает 50%. Карбонат кальция рассеян по всей массе или образует тонкие прослойки, чередующиеся со слоями торфа. Данные известковые отложения залегающие, под торфом, часто отделены от него резкими переходами. Мощность озерных известковистых отложений небольшая (до 1,0 м), слой покрывающего торфа может достигать 3-4 м.

Озерные известковые отложения приурочены, главным образом, к районам с равнинным или слабохолмистым рельефом. Известковые отложения здесь заполняют всю озерную котловину по всему поперечнику, причем по направлению к наиболее глубокой части впадины мощность их увеличивается. Отложения отличаются относительной чистотой и однородным составом. Примесь песчано-глинистого материала и органического вещества, включая раковины моллюсков, незначительная.

Довольно часто всю котловину озера заполняют известковые образования с большой примесью сапропеля. Как правило, содержание карбоната кальция в этом случае в верхней части разреза обеднено. Мощность известковистого сапропеля достигает 5-7 м. Перекрываются озерные известковые отложения обычно низинным торфом. В ряде залежей под озерной известью залегают прослои торфа до 1,0-1,5 м. В краевых частях таких отложений обычно много включений растительных остатков, прослойки и линзы торфа.

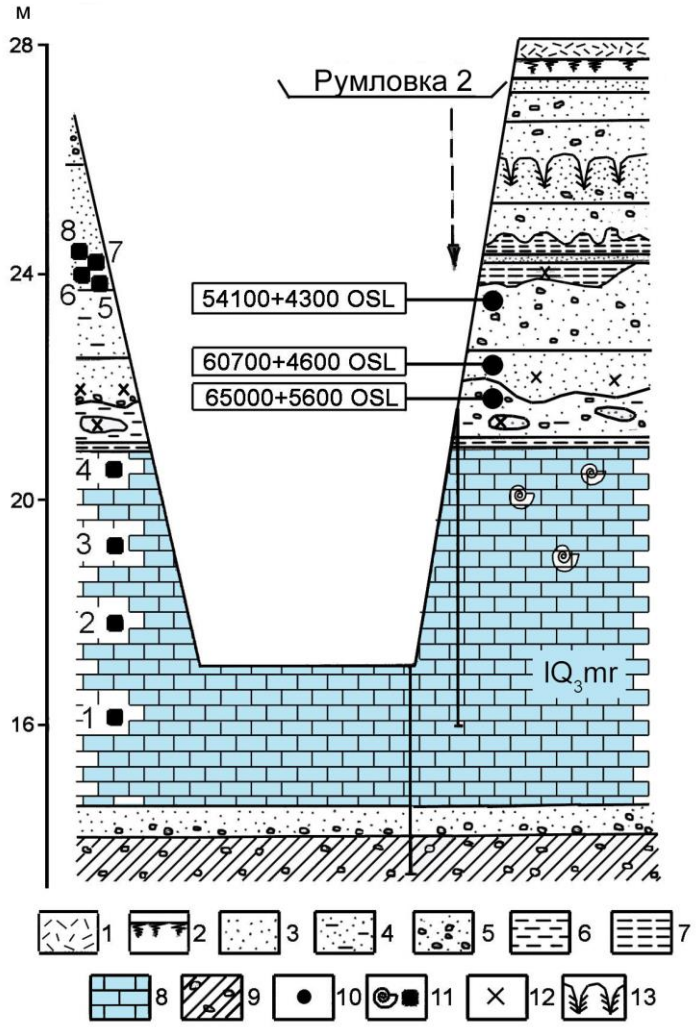



Рис.7.36. Озерный мергель муравинского возраста в разрезе Румловка близ Гродно: 1 – техногенные отложения, 2 – почва, 3 – песок, 4 – песок глинистый, 5 – песок с гравием, 6 – супесь, 7 – суглинок, 8 – озерный мергель, 9 – морена, 10 – место отбора проб на OSL-анализ, 11 – место отбора проб на малакофаунистический анализ, 12 – места находок костей млекопитающих, 13 – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам

Озерные мергели межледниковий плейстоцена рассмотрим на примере разреза Румловка близ Гродно (рис. 7.36). Мергель в этом разрезе имеет мощность 7-8 м и залегает на песках и моренепоследнего на данной территории припятского оледенения. Химический анализ показал, что отложения, определяемые макроскопическим путем как мергель, представляет собой пресноводный кремнистый известняк со значительным

количеством полуразложившихся органических остатков (растительный детрит, створки диатомей). По данным x-rayfluorescent анализа породообразующими компонентами известняка являются $SiO_2$ (50,9 %) и CaO (40,9 %). (Marciniak i in., 2007).

Палинологические исследования мергеля из Румловки (расчистка в самой глубокой части дорожной выемки) проведены Я.К. Еловичевой. Их результаты отражены на палинологической диаграмме (рис. 7.37). Относительный возраст отложений оценивается как муравинский (эемский) на основании закономерной сукцессии палеофитоценозов (Carpinus → Carpinus+Picea → Picea+Carpinus → Picea → Pinus+Picea → Pinus+Picea+Spores → Picea+Abies → Betula+Pinus+NAP).

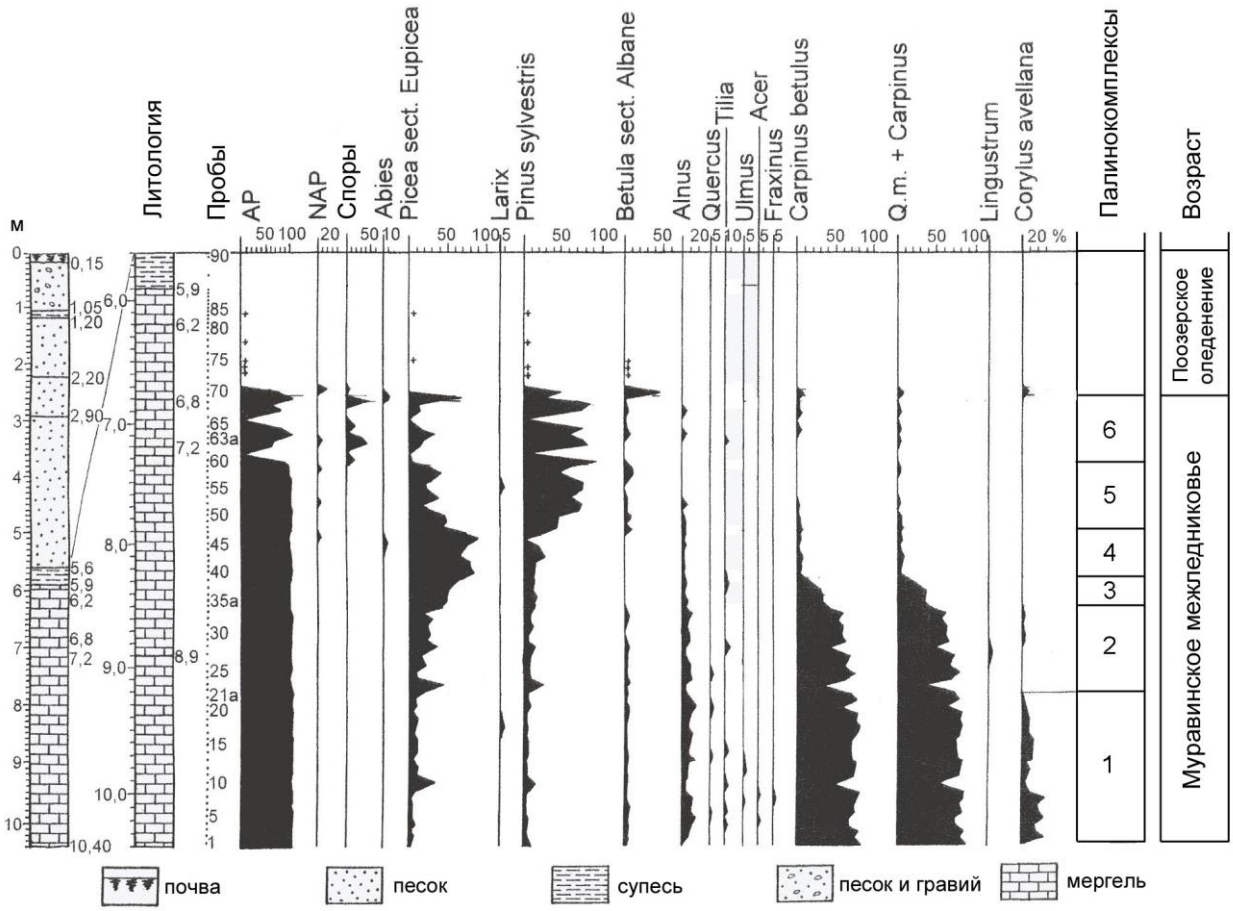



Рис. 7.37. Палинологическая диаграмма озерного мергеля, вскрытого расчисткой 2 в разрезе Румловка (Румловка 2) у г. Гродно (Sanko et al., 2011)

В озерном мергеле выявлены раковины термофильных и тепловодных моллюсков. Среди них *Clausiliidae* gen., *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus albus*, *Belgrandia marginata* и *Unio* sp. Атлантический моллюск *Belgrandia marginata* является руководящим видом муравинского межледниковья Беларуси (Sanko et al., 2011).

Семенная флора получена из верхней части озерных отложений (приблизительно, 2,5 м), соответствующих зонам развития граба, ели и сосны муравинского межледниковья и, возможно, березы, относящейся уже к зоне поозерского времени. Флора насчитывает 48 форм древесных, кустарниковых и травянистых растений. В малочисленной группе древесных пород (*Pinus, Picea, Betula alba, Carpinus betulus, Alnus sp.*) преобладает сосна и береза. Разнообразие растительных остатков увеличивается вверх по разрезу и достигает максимума в верхней метровой толще озерных отложений. Здесь же установлены остатки трав относительно холодолюбивого комплекса с участием *Potamogeton rutilus, P. praelongus, P. alpinus, P. filiformis, Selaginella selaginiodes, Myriophyllum spicatum, Hippuris vulgaris.* Их присутствие указывает, что самая верхняя часть мергеля, возможно, накопилась в начале последнего оледенения.

Отложения озерных руд формируются только в благоприятных сочетаниях климатического, лимнологического и ландшафтно-географического воздействия за счет концентрации химических элементов, привнесенных подземными водами. Руды накапливаются на глубинах до 2-6 м, изредка глубже, на песчаных, гравийно-галечных, значительно реже, глинистых подстилающих породах. Эти озера отличаются относительно небольшой биологической продуктивностью и хорошей аэрацией водной массы. Обнаруженные в литоральной зоне некоторых озер (оз. Девичье и др.) бесформенные глыбы гидрогетитовых руд показывают, что такие процессы изредка характерны в озерах и на меньших глубинах.

### 7.3.1.3. Группа фаций болотных известковых отложений

Отложения болотной группы фаций связаны, главным образом, с торфяниками низинного типа и представлены торфами, сильно минерализованными карбонатом кальция, и типичными болотными рудами. На образование таких залежей в болотных условиях указывает типичный болотный состав растительности, частая встречаемость обычных для болот вивианита, сидерита и бурого железняка. Наиболее характерными текстурами железистых накоплений являются бобовые, землистые и плитчатые.

**Фация торфотуфа.** Образования данной фации представлены известковым торфом и другими известковыми разновидностями. Такие отложения, называемые торфотуфом, встречаются преимущественно под слоем неминерализованного или слабо насыщенного карбонатами торфа, сапропеля, песчаных или других пород. Известковый торф представляет собой органогенно-минеральное образование, где известь в виде включений диффузно рассеяна в органической массе или образует тонкие прослойки тонкозернистых или мучнистых разностей мощностью от 1-2 мм до нескольких сантиметров (рис. 7.38).

Степень минерализации известковых торфов колеблется от 15-20 до 50-60%. Карбонатная минерализация обычно охватывает не всю толщу залежи торфа, часто не выдержана по горизонтали. Отмечаются пятна и гнезда значительного насыщения карбоната кальция. Попадаются участки чистой

пресноводной извести. Наиболее минерализованными являются средние части залежи торфа верхний горизонт, чаще всего, вообще не имеет признаков насыщения $CaCO_3$.



Рис.7.38. Фация болотных известковых отложений в месторождении Птичь (вскрытая мощность 1,5 м)



Рис. 7.39. Вид на местонахождение известкового торфа (торфотуфа) в бассейне р. Птичь со стороны д. Прилучки

Крупная залежь известковых торфов (торфотуфов) известна недалеко от Минска, в бассейне Птичи между Волчковичским водохранилищем и д. Самохваловичи (рис. 7.39). Их исследованиями проведены группой российских, белорусских и польских ученых (Даниловский, 1928; Прыродныя працэсы…, 1996; Kalicki i in., 1997; Alexandrowicz, Sanko, 1997; Зярніцкая, Каліцкі, 1998; Еловичева и др., 2004).

Местонахождение приурочено к дну бывшей ложбины стока талых ледниковых вод, ныне занятым долиной Птичи. На местонахождении выделено несколько серий отложений (Kalicki i in., 1997). Непосредственно

на морене залегает слой некарбонатных супесей с единичными раковинами моллюсков. Выше бурением вскрыта прослойка около 20 см сильно разложившегося, некарбонатного торфа с количеством органики до 30%. Кверху она переходит в третью серию – торфянистые карбонатные супеси с 25–50% $CaCO_3$, иногда переслаивающиеся с тонкими – до 2 см прослойками известкового туфа. Эта серия перекрыта более мощной, свыше 2 м, серией отложений – известковым туфом с 50–80% $CaCO_3$ и включением многочисленных раковин моллюсков.

На некотором расстоянии от русла реки туф перекрыт отложениями карбонатных органогенных супесей. Верхняя серия отложений коричневой и серой супеси и песка (русловой аллювий) встречается только в узкой полосе, во внутренней части меандров. Вверх по склону отложения дна долины переходят в пачку делювиальных образований.

Карбонатные отложения дна долины Птичи содержат богатую фауну моллюсков. В девяти разрезах установлено 75 таксонов, принадлежащих наземным и пресноводным видам. Их количество колеблется в отдельных разрезах от 18 до 53. Наземные моллюски представлены 36, а пресноводные – 39 таксонами. Присутствуют виды, связанные с различными типами сред. Тенелюбивые виды представлены 7 таксонами. Моллюски открытых пространств чаще других попадаются в составе наземной фауны. Самыми распространёнными, присутствующими практически во всех разрезах, являются луговые формы *Vallonia costata* (Müller) и *V. pulchella* (Müller). Остальные формы этой группы редкие. Виды перигляциального комплекса встречены только в осадках I–III серий. Эвриэкологические наземные моллюски Птичи образуют группу из 5, мезофилы – также из 5 и гидрофилы – из 10 таксонов. Некотоые из них играют роль индикаторов климатических условий. Так, *Vertigo geyeri* Lindholm и *V. genesii* (Gredler) свидетельствуют о существовании условий, близких к субарктическим, а *V. moulinsiana* (Dupuy) принадлежит к термофилам, жившим в среднем голоцене (рис. 7.40) .

Из пресноводных моллюсков в количественном отношении преобладают эвриэкологические виды. В течение всего времени накопления карбонатных отложений в водной фауне господствовали виды неглубоких пересыхающих водоёмов, а также формы постоянных водоёмов со стоячей водой. Реофильных моллюсков в фауне мало, что свидетельствует о почти полном отсутствии или только о слабом воздействии реки на формирование рассматриваемых отложений.

Абсолютный возраст древесины с глубины около 2 м на местонахождении Птичь составляет 9600±50 (Gd–7564) лет назад. Исследованиями известковых торфов местонахождения Птичь установлено, что они начали формироваться в позднеледниковье, начиная со среднего дриаса. Седиментация наиболее карбонатных отложений (известкового туфа) произошла, в основном, в раннем голоцене, что подтверждает не только фауна моллюсков, но и радиоуглеродное датирование, спорово-пыльцевые и палеокарпологические материалы.

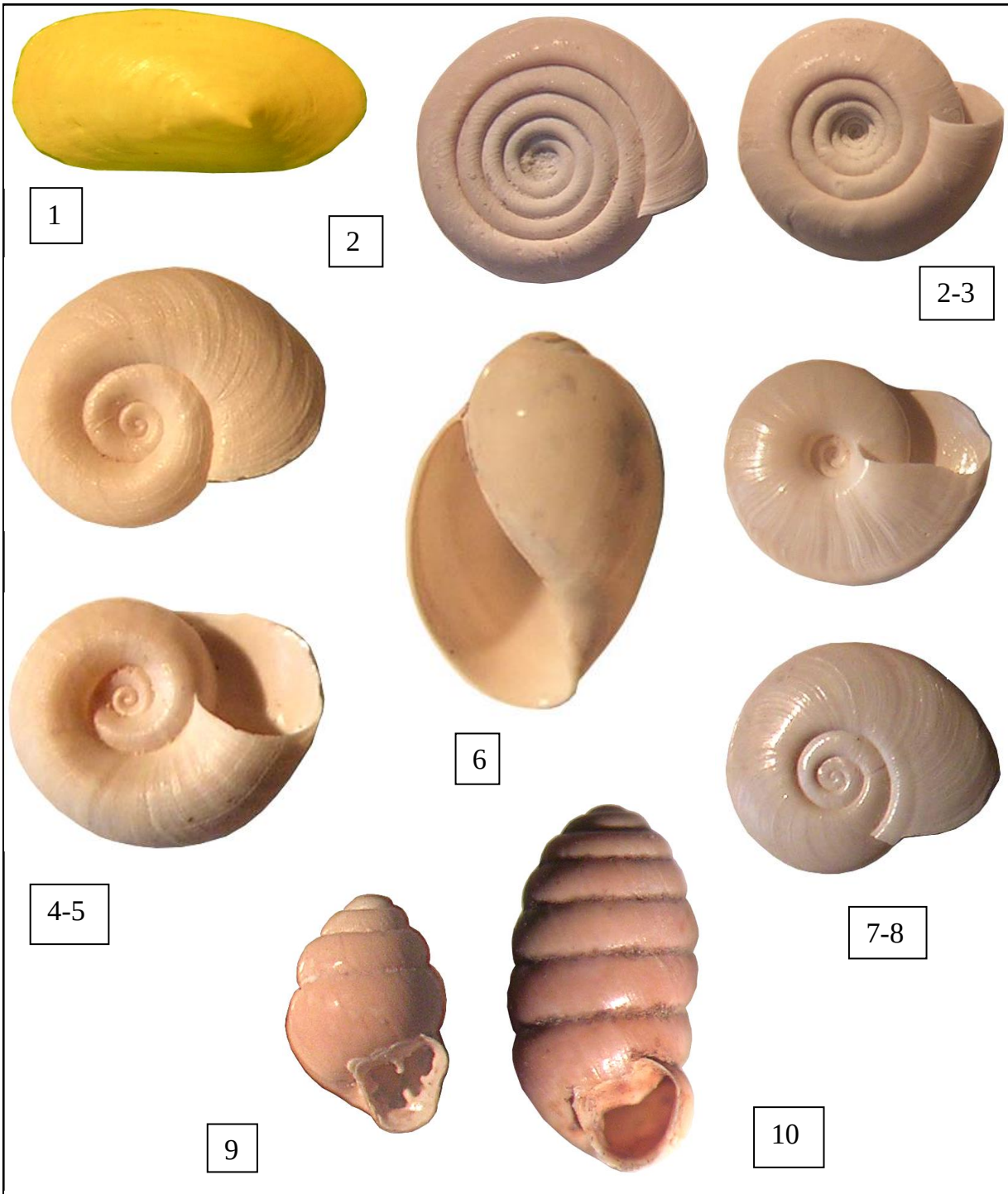



Рис. 7.40. Раковины характерных моллюсков из отложений разреза Птичь:
1 – *Acroloxus lacustris* (Linnaeus); 2-3 – *Anisus (Bathyomphalus) contortus* (Linnaeus); 4-5 – *Gyraulus albus* (Müller); 6 – *Physa fontinalis* (Linnaeus); 7-8 – *Hippeutis complanatus* (Linnaeus); 9 – *Vertigo moulinsiana* (Dupuy); 10 – *Pupilla muscorum* (Linnaeus)

К началу атлантического периода произошла смена в осадконакоплении с карбонатной на преимущественно органогенную. “Мартвицовая” терраса начала заболачиваться. Резкое увеличение видов моллюсков открытых ландшафтов, которое можно проследить, начиная с субатлантического периода, связывается с этапами деятельности человека.

**Фация болотных железных руд.** Формирование болотных железных руд происходило в болотах, на заболоченных или переувлажненных участках. Сложены болотные железные руды гидрогетитом (на 30-50%), фосфором (до 1%), кремнеземом (на 30-50%) и органическим веществом. Встречаются в виде конкреций бобовин, овоидов, отдельных плотных плит, линз и гнезд небольших размеров мощностью до 1 м и мягких охристых разновидностей. Залегают на глубинах 1,0-1,5 м. Положение прослоев болотных железных руд часто совпадает с меженным уровнем воды в реках. Некоторые виды, особенно охристых мягких охристых рудных разновидностей, приурочены к осушенным торфяником и концентрируются в приповерхностных слоях. Преобладающей формой железа в болотных рудах являются гетит-гидрогетитовые ассоциации, с присущими им разнообразиями аутигенно-минералогической упорядоченности внутренней структуры. Для болотных железных руд характерны плоские вытянутые линзы и разной формы удлиненные, часть неправильно изгибающиеся полосы.

**Фация торфяно-болотных руд.** Торфяно-болотные руды приурочены исключительно к болотам низинного типа. Формируются они также в пределах сезонно переувлажняемых понижений и ложбинах стока талых вод ледника, в пределах пятнисто-заболоченных пойм речных долин, реже связаны с озерными котловинами, с уступами и подножиями речных и озерных террас. Наибольшее ожелезнение пойменных торфяников прослеживается полосами параллельными постоянным водотокам. Массовое отложение гидроксидов железа в верхнем слое торфа начинается после понижения уровня воды. Типичные торфяно-болотные бурые железняки зачастую представляют собой продукты окисления, ранее сформированных в торфяной залежи сидеритов и вивианитов (Бушинский, 1946).

**Фация дерново-болотных руд.** Дерново-болотные руды обычно образуются вблизи поверхности, в дерновом слое или на небольшой глубине от него и связаны с понижениями, которые отличаются более высоким гипсометрическим положением, чем торфяники. Такие площади часто подвержены длительным или периодическим застаиванием воды, накопление торфа идет очень слабо или вовсе не происходит. Здесь часто выше по склонам прослеживаются постепенные переходы рудных слоев в почвенные ортштейны и ортзанды.

По окраинным частям залежей дерново-болотных руд, нередко проявляется наличие сферолитов, а также сплошных мелкозернистых, сильно окисленных масс сидерита. Железистые конкреции сложены аморфной, буро-красной железистой, однородной или узловато-концентрической и полосчатой массой. Такие железистые массы обычно являются цементом для песчаных образований. В небольших количествах присутствуют железистый хлорит, фосфаты, глобулы опала, халцедон в виде лучистых розеток. Характерной особенностью является значительная коррозия кварца (Ковалев, 1985).

**Фация аллювиально-болотных руд.** Особенностью распространения аллювиально-болотных руд является их приуроченность к речным поймам.

Здесь они формируются как в водоносных песках, так и на глубине 5-10 см, сразу же под дерновой покрышкой. В условиях усиления глубинной и боковой водной эрозии, накопления железа не происходит, здесь образуются только бурые железистые пятна. На относительно сухих поймах, чередующихся с заболоченными и заторфованными участками, встречаются железистые ковернозные плиты или сильно ожелезненные пески и супеси, залегающие на глубинах около 1 м (рис. 7.41).



Рис. 7.41. Железистые образования близ уреза воды на пойме Вилии у д. Жодишки (высота поймы составляет 2,0 м)

Формы залегания аллювиально-болотных железных рудсамые причудливые. С современными аллювиальными отложениями связаны руды, залегающие в верховьях Березины у г. Борисова. Они часто тяготеют к приустьевым частям притоков Березины, а в виде мелких конкреционных стяжений отмечаются до самых ее верховьев. К типичным примерам аллювиально-болотных железных руд относятся залежи Рожава, Пасека и Майдан на Полесье, Нивище в Гродненской области и др.

## 7.4. Пролювиальный тип отложений

В числе континентальных генетических образований выделяются покровные отложения пролювиальных конусов выноса временных потоков или пролювий (от лат. *proluvium*– истечение, *proluo*– промывать, уношу течением), которые рассматриваются как осадочные аккумуляции, формирующиеся у подножий гряд и возвышений в результате разгрузки временных водных потоков в различной степени насыщенных твердым материалом. Такие аккумуляции на территории Беларуси имеют место на площадях развития грядово-холмистого рельефа, они встречаются в долинах рек, иногда приурочены к устьям крупных оврагов и другим участкам со значительными перепадами. Пролювий как, по сути, представляют собой как бы переходныйгенетический типотложений между осадками гравитационного (склонового) и водного (аквального, флювиального)

парагенетических рядов. К.И. Лукашев (1955) отнес пролювий вместе с делювием к гравитационному (склоновому) ряду. Пролювиальные отложения в чистом виде встречаются в стране редко. Обычно они переслаиваются с делювиальными, а в устьях временных водотоков – с аллювиальными отложениями, образуя смешанные (делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные) отложения. Иногда в их разрезе встречаются погребенные почвы и органогенные накопления, свидетельствующие о затухании и полном прекращении флювиальных процессов.

Основными факторамиформирования пролювиальных отложений являются сильные дождевые осадки. В результате слияния дождевых струй и образуются временные водные потоки. Вследствие расширения потока, уменьшения глубины вреза, уклона и скорости происходит осаждение материала в его устье. Этот процесс периодически повторяется. В результатев основании склонов накапливается плащеобразные песчаные и гравийные покровы (рис. 7.42). Следует подчеркнуть, что в Беларусипролювий не достигает полного развития как, например, в Средней Азии или Южном Казахстане. Пролювиальные отложения здесь, в условиях сравнительно малой амплитуды относительной высоты рельефа, характеризуются небольшим площадным распространением, незначительными мощностями и часто полностью сложены супесчаными и суглинистыми образованиями близкими по строению и составу к делювиальному генетическому типу.

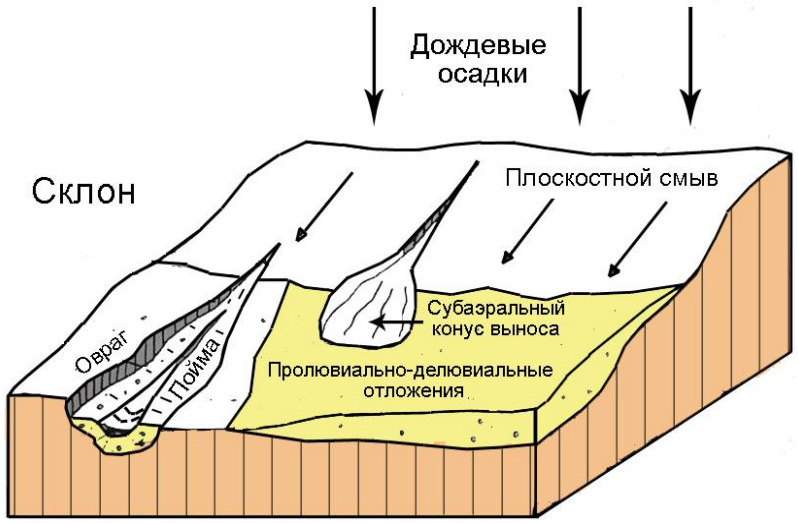



Рис. 7.42. Схема плоскостного смыва и пролювиального осадконакопления

В плане пролювиальные отложения имеют вид конусов веерообразной формы, расширяющихся книзу по склону от участков, с которых временные водные потоки стекали и сносили к подножию обломочный материал. В зависимости от перепада относительных высот, степени подверженности эрозии территории, гранулометрических и литологических особенностей отложений, крутизны склона, интенсивности и водности временных водных потоков и объема выносимого материала формирующиеся конуса выноса могут иметь разные мощности, площади и формы. Иногда примыкающие

друг к другу пролювиальные конуса сливаются друг с другом и образуют вместе общий пролювиальный склоновый конус выноса.

В научный оборот термин «Пролювий» ввел А.П. Павлов. Под пролювием он понимал «геологические отложения, накопляющиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками» (Павлов, 1951). Отложения пролювиальных конусов выноса в зависимости от источника сноса материала могут иметь разный состав. Обычно пролювиальные аккумуляции слагаются гравийным, песчаным и алевритовым материалом с различными включениями глины. Встречаются органогенные алевриты, иногда отмечаются гравийно-галечные аккумуляции с незначительным содержанием тонкозернистых частиц. На площади распространения конусов выноса встречаются отложения разных литологических типов, которые могут изменяться как от вершины в сторону периферии, так и в вертикальном разрезе. Это связано с большим разнообразием сноса материала, и способового переноса и накопления, что проявляется на особенностях и мощностях отдельных слоев и пластов, а также вещественном составе. В строении прослеживается ряд характерных особенностей, обусловленных специфическими условиями шлейфо-конусовидного осадконакопления. От вершины конусов к подножию материал слагается рыхлыми обломочными осадками, в разрезе которых можно проследить слабое латеральное изменение обломочного материала – от более грубого, с песчано-глинистым заполнителем, до более тонкого. В отложениях сохраняется первоначальная форма обломков, сортировка материала довольно пестрая, почти всегда прослеживается смешение гранулометрических фракций от глинистых частиц до грубообломочных накоплений. Слоистость выражена слабо, часто отсутствует полностью. В разрезе пролювия иногда заметно некоторое уменьшение оглеенности снизу вверх.

Фациальные разновидности представлены сложно чередующимися и переслаивающимися слоями пород близкого или одинакового состава. Поэтому выделение фаций нередко затруднительно и требует специального детального изучения. Наиболее целесообразно, на наш взгляд, выделение для территории Беларуси образований группы фаций овражно-балочного аллювия, группы фаций субаэральных конусов выноса и группы фаций пролювиальных дельт.

### 7.4.1. Группа фаций овражно-балочного аллювия

Образования группы фаций овражно-балочного аллювия пролювиальных отложений формируются, в основном, за счет смыва с водораздельных склонов, размыва ложа стенок оврагов и балок, и последующего переноса и накопления взвешенных и влекомых наносов в оврагах, балках и в руслах временных ручьев. Отложения характеризуются обычно косой, часто крупной, пересекающейся, реже прямолинейной или бессистемно разнонаправленной слоистостью, мощность слоев небольшая, в

редких случаях может достигать 10-20 см и несколько более. Слойки относительно друг друга параллельны, их мощность не более 1-2 см, углы наклона могут достигать 10-30° и больше. Частые глинистые прослойки нередко подчеркивают своеобразие текстурного строения отложений (рис. 7.43.).




Рис. 7.43. Овражно-балочный аллювий в устье балки в Гродненской области

Отложения группы фаций овражно-балочного аллювия весьма условно разделяются на русловые и пойменные фации. Старичные отложения отсутствуют. Переходы между «фациями» неясные, постепенные, мощности незначительные.

Накапливающиеся образования небольших конусов выноса отличаются меньшейсортированностью частицпо сравнению с аллювием. Строение осадков приобретает неправильный, линзовидный характер при резком преобладании суглинков. Мощность овражно-балочного аллювия небольшая (1-2 м, редко более). Строение, вещественный состав, мощность овражно-балочного аллювия зависит от скорости роста оврагов и площади их водосбора и определяется преимущественно суглинистыми накоплениями, транспортируемыми вдоль русла или смываемых со склонов. Рост оврагов, в некоторых случаях, может быть значительным (1-5 м/год) и определяется, помимо литологии, подземными водами, количеством и характером выпадения осадков и интенсивностью таяния снега. Нередко постоянные водотоки в силу фильтрации воды в толще балочного аллювия перестают существовать и переходят в суходолы. Площадь водосбора оврага и скорость его роста прямо связаны между собой. Прирост оврагов на песках происходит в два-три раза быстрее, чем в тяжелых суглинках, в то время как лессовые породы занимают промежуточное положение.

На состав и особенности строения овражно-балочного аллювия существенное влияние оказывает характер подстилающих пород. В породах рыхлых, мягких и легко поддающихся размыву образуютсяглубокие

корытообразные овраги с обрывистыми склонами (Мозырская возвышенность) (рис. 7.44).



Рис. 7.44. Овраги Мозырской возвышенности (слева) и Мстиславщины (справа)

Более мелкие V-образные овраги формируются за счет врезания в водоупорные суглинки (Новогрудская возвышенность). В местах распространения известковых отложенийовраги имеют небольшую глубину и пологие склоны (Мстиславский и Славгородский районы Могилевско-Оршанской равнины). В тех случаях, когда лессовидные породы или суглинки подстилаются песками, овраги приобретают широкие днища, а вершины – чашеобразную форму. Нижезалегающие пески уносятся водным потоком, а вышележащие отложения обрушиваются или оседают вниз.

### 7.4.2. Группа фаций пролювиальных дельт

Образования рассматриваемой группы фаций формировались в различных по размеру водоемах, нередко в небольших озерах и других мелких застойных водоемах и обычно сложены сменяющимися супесчаными и суглинистыми отложениями, чередующимися с тонкими глинистыми прослоями. Мощность таких слойков изменяется от первых миллиметров до сантиметров и, в целом, отличаются отчетливо выраженной тонкой субгоризонтальной, местами косой слоистостью. Иногда в супесях отмечаются тонкие прослойки гравия или включения отдельных гравийных зерен.

Строение толщи пролювиальных дельт позволяет предположить, что в период их аккумуляции происходила смена условий седиментогенеза. Нередко довольно быстрые водные потоки, приносившие и отлагавшие более грубый супесчаный материал, сменялись более медленными и даже застойными водными условиями и в этом случае уже накапливались субгоризонтальные или слабонаклонные тонкослоистые глины.

В зависимости от условий формирования и характера строения пролювиальных дельт, обусловленного местоположением аккумулируемого

материалаотносительно частей водоема, выделяются фации надводных пролювиальных дельт и фации подводных пролювиальных дельт.

**Фация надводных дельт.** Образования фациинадводных дельт или субаэральных конусов выноса формировались в условиях непостоянного режима водотока и сложены преимущественно мелким, плохо окатанным песчано-гравийным материалом с включениями галечника. В плане такие накопления имеют вид конуса обращенного вершиной к истоку, в разрезе обладают плоско-выпуклой формой. Материал отложений плохо промыт, характеризуется несовершенной сортировкой, невыдержанной горизонтальной или косой слоистостью. Мощность слойков может достигать первых сантиметров. В толще накоплений встречаются в виде линз сильно карбонатные песчано-алевритовые глины желтовато-серых оттенков. Линзы имеют вид тонких, быстро выклинивающихся напластований.

**Фация подводных дельт.** Подводная дельта образуется при впадении временного водотока в реку или озеро. Отложения подводнойпролювиальной дельтовой (авандельтовой) фации по многим показателям близки к осадкам аванделт, созданных постоянными водотоками. Размеры пролювиальной авандельты, как правило, более скромные. Более того, пролювиальные подводные дельты могут исчезать и вновь появляться. В их составе больше по сравнению с авандельтами постоянных водотоков крупно- и грубозернистых обломков. В целом пролювиальные конуса выноса отличает неоднородность состава и наличие линз песка, супесей, суглинков и глин.

## Глава 7.5. Делювиальный тип отложений

Делювий (от лат. *deluo*– смываю) представляет собой аккумуляцию осадков, смытых со склонов поверхностными дождевыми и талыми снеговыми водами рыхлых осадков и продуктов выветривания (рис. 7.45).

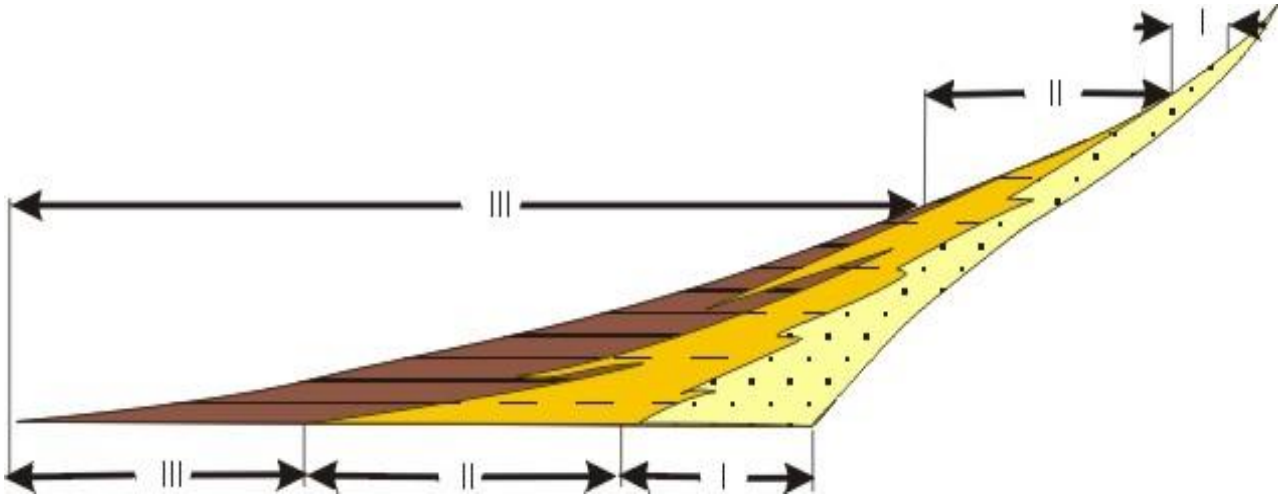



Рис. 7.45. Схематический разрез отложений делювиального шлейфа (Шанцер, 1966). Зоны осадконакопления и соответствующие им фации делювия: I – привершинная зона осадконакопления, II – зона переменного режима осадконакопления; III – зона устойчивого субламинарного режима осадконакопления

Делювиальные образования покрывают более или менее мощным покровом склоны возвышенностей, гряд, холмов, вплоть до их подошвы; нередко встречаются на бортовых частях речных долин, на поверхности террас и пойм, где они иногда перекрывают как древние, так и современные аллювиальные отложения или сочетаются с ними.

Впервые термин делювий был использован С.С. Никитиным в 1883 г. в статье «Заметка об употреблении термина делювий, аллювий и элювий». Однако как генетический тип отложений начал изучаться несколько позднее, когда А.П. Павлов поставил вопрос о важности исследований комплекса генетических типов материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. В статье «О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод», появившейся в «Землеведении» за 1898 г. (Павлов, 1899), автор приводит аргументы о значении временного стока в преобразовании рельефа и формировании специфических делювиальных отложений. По А.П. Павлову, за делювий или делювиальные образования принимаются «разнообразные по петрографическому составу образования, покрывавшие более или менее молодым покровом склоны возвышенностей, представляющие собой продукты; выветривания вышележащих коренных пород, перемещенных с вершин возвышенностей на склоны их работой дождевых и снеговых вод. По петрографическому составу эти продукты могут резко разниться от коренных пород, непосредственно их подстилающих, так как петрографический состав этих продуктов существенно обусловливается не подстилающими их коренными породами, а отложениями, выступающими выше и образующими вершины возвышенностей. Делювиальные образования или вовсе не обнаруживают слоистость и сортировки материала, или только неправильную местную слоистость и неполную сортировку, что резко отличает эти образования от настоящих осадочных, а, следовательно, и от аллювиальных».

Впоследствии, при выделении делювия, многие исследователи стали вкладывать в него разное понимание. Это относится и к Д.И. Мушкетову, который находил возможным формирование делювия не только путем дождевых и снеговых вод, но и за счет транспортировки субаэральным путем, в результате гравитационных сил, резких колебаний температур и физического выветривания без обязательного воздействия водного потока. В свою очередь Г.Ф. Мирчинк (1936) смешивал понятия делювия и пролювия, считал, что «представляется более правильным говорить о пролювии не как о самостоятельном генетическом типе, а как о разновидности делювия». Развивая учение А.П. Павлова о генетических типах, Е.В. Шанцер (1966) расширяет первичное определение, указывая, что «делювий является продуктом денудационной переработки склона процессами склонового смыва, при котором материал, формирующий делювиальный шлейф, черпается за счет разрушения коренных пород самого склона».

Интенсивность делювиального процесса зависит от климатических условий, относительных превышений в рельефе и угла склона. Большую роль играют общее количество и скоростьдвижения дождевых и талых снеговых

вод, характер грунта и наличие рыхлых продуктов выветривания, свойство почвы, растительный покров и микрорельеф склона. Большое значение на распространение и мощность делювия имеет продолжительность денудации.

На территории Беларуси, по данным А.В. Матвеева (1983), денудационный, главным образом, делювиальный процесс уменьшил высоту краевых гряд за послеледниковое и голоценовое время на севере на 2-6 м, а в южных регионах за сожско-поозерско-голоценовый временной промежуток – на 16-19 м. Близкие величины денудационного среза приводит Н.А. Махнач (1994). В частности, средние цифры снижения высоты рельефа в направлении с севера на юг составляют: в поясе развития ледниковых форм поозерского возраста – в среднем 2,6 (+1,4/-2,0) м, сожского возраста – в среднем 6,9 (+2,9/-0,9) м, днепровского возраста – в среднем на 12,6 (+8,0/-4,9) м.

Делювий нередко имеет шлейфообразную форму площадного залегания, однако зачастую выполняет нижние части склонов в виде плащеобразного покрытия. Слагаются делювиальные аккумуляции обычно рыхлыми разностями суглинистого, глинистого, супесчаного и песчаного материала с беспорядочным включением слабоокатанных обломков разных размеров вплоть до грубых. Мощность делювиального, плаща обычно не превышает 2,0-3,5 м и может значительно изменяться даже накоротких расстояниях. Для отложений обычно свойственна массивная макро- и микротекстура.

В некоторых случаях, особенно у более грубого делювия, сложенного песчаными и супесчаными аккумуляциями, прослеживается более или менее отчетливая наклонно-горизонтальная, волнисто-горизонтальная, ленточноподобная или неправильная слоистость, которая параллельна поверхности склона. Для отложений характерна, хотя и слабая, но всеже заметная сортировка материала. Несколько большей сортированностью обладает делювий, сложенный крупными обломочными фракциями. Для грубого обломочного материала обычными являются первичная слабоокатанная и угловатая форма. Крупные обломки распределяются в основной массе мелкозема, в основном, хаотично, бессистемно. Как правило, вниз по склону сортированность материала возрастает, слоистость и слоеватость приобретают более выразительные черты, отмечается ориентировка удлиненных обломков по простиранию склона. А.В. Матвеев (1983) отмечает во многих случаях наличие в основании делювия небольших по мощности (0,2-0,3 м) солифлюкционных прослоев.

В наиболее широких масштабах формирование делювия происходило в перигляциальных условиях, когда склоновый смыв становился ведущим фактором денудации. Это можно наблюдать в верхнем течении р. Птичь вблизи д. Прилучки, где река покидает пределы Минской возвышенности. Птичь здесь наследует ложбину стока талых ледниковых вод. На склоне этой ложбины в поозерское время была накоплена толща делювиальных супесей и суглинков мощностью около 5 м (рис. 7.46). В позднеледниковье и раннем голоцене вместе с прогрессирующим потеплением и деградацией многолетней мерзлоты изменился и тип делювиальных отложений на склоне

ложбины. Делювиальные отложения становятся более дифференцированными и более грубыми, а активизация грунтовых вод приводит к накоплению органогенных отложений на склоне ложбины и торфа на дне сформировавшейся к этому времени речной долины. В самом начале голоцена на дне речной долины начали интенсивно накапливаться известковые отложения, образовавшиеся, в основном, в результате деятельности ключей и источников (мартвица). В позднем голоцене, около 3310±110 лет назад, эрозия на склонах ложбины привела к фоссилизации почвы (Kalicki i in., 1997). Погребенная почва сначала была перекрыта горизонтом делювия, который накопился в результате переработки этой почвы и залегающего выше по склону поозерского делювия, а затем субатлантическим делювием (мощность 0,55 м), поступавшим при размыве современной почвы и частично из верхней части склона.

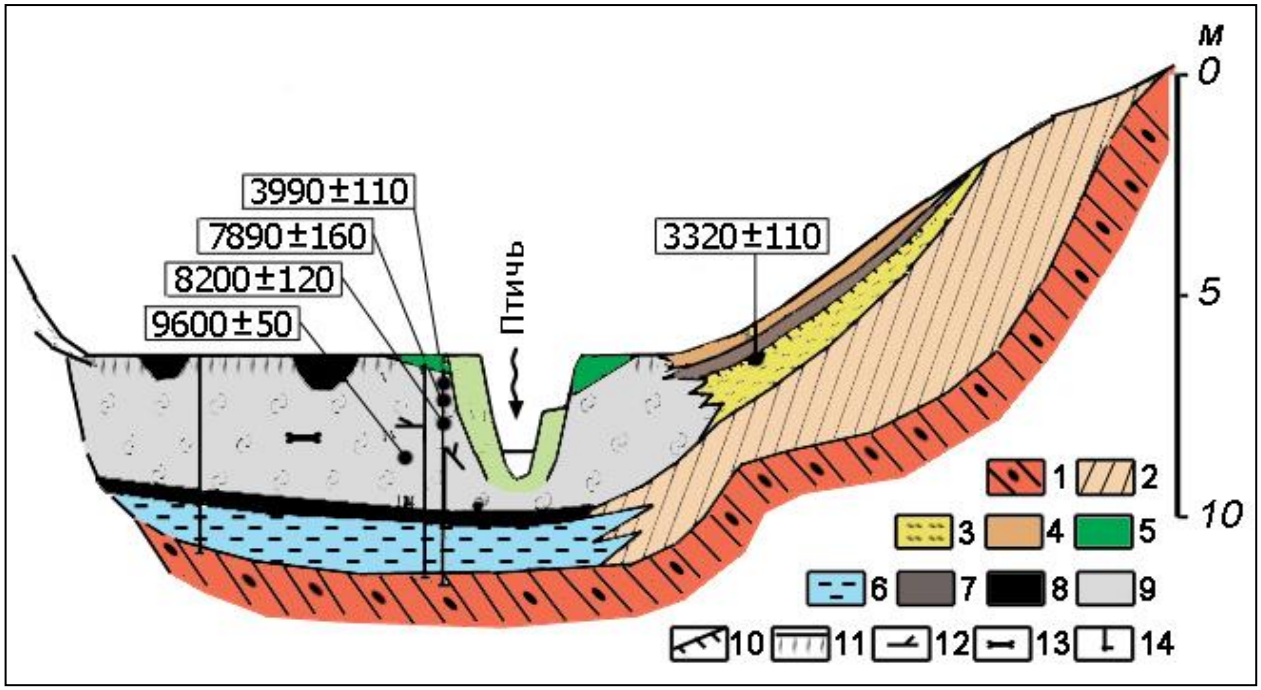



Рис. 7.46. Поперечный геологический разрез через ложбину стока и долину Птичи (Kalicki, Sanko, Litvinjuk, 1997, с изменениями):
1 – морена припятская, 2 – поозерский делювий, 3 – верхнепоозерский и нижнеголоценовый делювий, 4 – субатлантический делювий, 5 – супесь с песком, 6 – супесь тонкая, некарбонатная, 7 – супесь органогенная, 8 – торф, 9 – мартвица карбонатная (отложения источников), 10 – погребенная почва, 11 – современная почва, 12 – древесина, ветки, 13 – кости млекопитающих, 14 – скважины

В целом, площади развития делювиальных шлейфов и их мощности зависят от перепада высот и состава коренных пород, крутизны склона, интенсивности водного смыва, стадии развития шлейфа. Особенно важным критерием является оптимальная скорость потока, которая должна затухать у подножия склона. При этом не размываются уже накопленные отложения делювиального шлейфа. Резкое замедление скорости склонового плоскостного смыва рыхлых продуктов выветривания приводит к

наибольшим мощностям делювиальных аккумуляций у основания. Как правило, у подножий склонов в наибольшем объеме накапливаются снесенные со склона продукты выветривания. На склонах откладывается примерно до 60% отложений смыва, примерно 20% аккумулируется в балках, логах и ручьях.

Вверх по склону делювий становиться тоньше, в средней части происходиткак эрозия склона, так и аккумуляция. Довольно четко выделяется верхняя часть, где делювиальные образования полностью выклиниваются, здесь, в основном, происходит снос.

Характерными диагностическими признаками делювия являются последовательная смена снизу вверх по разрезу относительно грубозернистых и слоистых отложений все более тонкозернистыми и менее слоистыми осадками. Подобное изменение гранулометрического состава происходит и при движении от вершины шлейфа к его подошве. Определенную роль играет перераспределение минералов под действием силы тяжести. Тогда главными критериями их подвижности являются размер, форма зерен и плотность. Минералы большей плотности и небольших размеров (магнетит, гематит, циркон, рутил, ильменит и др.) по сравнению с прочими компонентами, испытывают большее перемещение из верхних горизонтов разреза в нижние, что приводит к общему увеличению содержания тяжелой фракции в низах разреза. Этому же процессу способствует изометрическая и призматическая форма кристаллов (циркон, рутил). Минералы таблитчатого и листового габитуса и неправильно угловатой формы в меньшей степени оказываются втянутыми в этот процесс. В вертикальном разрезе происходит также вертикальное перераспределение минералов связанное с физико-механическим и химическим воздействием. Минералы неустойчивые к химическому выветриванию (полевые шпаты, карбонаты) подвергаются разложению и выносятся фильтрующими водами. Их содержание в верхних горизонтах за счет этого уменьшается. В нижних горизонтах, где частично продукты разложения скапливаются, происходит образование новых аутигенных минеральных разновидностей (кальцит, ангидрит, лимонит, анатаз и др.) отличающихся хорошей кристаллической формой, наличием псевдоморфоз, натечных и оолитовых образований, регенераций ряда обломочных зерен.

Делювиальные отложения отличаются повышенной карбонатностью. В некоторых случаях отмечаются явные отпечатки морозобойных трещин и другие следы криогенного воздействия, что свидетельствует о перигляциальных обстановках выветривания. Делювиальные образования часто сочетаются с пролювиальными аккумуляциями, от которых они далеко не всегда легко различаются. На основании проведенных исследований Н.А. Махнач (1994) предлагает некоторые важнейшие вещественные, структурные и текстурные диагностические критерии делювиальных и солифлюкционных отложений. По особенностям внутреннего строения и вещественного состава, плащеобразному залеганию делювиальные отложения разделяется на группу фаций вершинной средней и периферической части склона.

### 7.5.1. Группа фаций вершинной и средней части склона

Обычно верхние части пологих склонов являются материнской породой мелкоземистых продуктов выветривания и редко сохраняются на месте своего образования. Как правило, такие продукты сносятся вниз по склону, образуя в верхней части маломощный и не сплошной покров делювия. Характер отложений на породах одинакового состава довольно постоянен. Состав обломочной части точно отражает состав пород, за счет выветривания которых они образовались. Основная масса отложений сложена несортированным тонким алевритовым и песчаным материалом с гравием, среди которого беспорядочно разбросаны отдельные гальки.

Отложения средней части склона характеризуются неслоистыми супесчаными, песчаными и песчано-гравийными аккумуляциями. В редких случаях, однако, отмечается слабо выраженная ритмичная слоистость в виде чередующихся тонких прослоек песка разного гранулометрического состава и разной степени сортировки.

В отложениях отмечается небольшая примесь суглинков. Глинистое вещество находится в резко подчиненном количестве и составляет не более 10% от общего объема породы. Мощность отложений промежуточной группы фаций делювия небольшая, обычно не более 1,0-1,5 м.

### 7.5.2. Группа фаций периферической части склона

Отложения настоящей группы фаций представляют собой наиболее мощную часть делювиального шлейфа. Ихмощность достигает 2-4 м. Здесь в наибольшем объеме присутствуют алевриты, мелкозернистые и разнозернистые пески с примесью гравия.

Иногда отмечаются тонкие прослои за счет изменения гранулометрического состава. Качественный состав минералов тяжелой фракции отложений периферической группы фаций отличается от других фациальных разновидностей делювия повышенным содержанием фосфатов и меньшим количеством или полным исчезновением биотита.

## 7.6. Делювиально-пролювиальный подтип

Делювиально-пролювиальные отложения формировались преимущественно в условиях оледенения. Поэтому их рассматривают как криогенные образования. В виде шлейфов они выстилают склоны высоких конечно-моренных гряд и возвышенностей страны. Отложения данного подтипа представлены слабо отсортированными песками, лессовидными суглинками, нередко содержащими примесь псефитового материала. Эти образования часто несут разнообразные следы мерзлотного воздействия (Левков, Матвеев, 1973). Литологические особенности накоплений определяются составом материнских пород, расчлененностью и крутизной склонов, интенсивностью склоновых процессов. Во многих случаях отложения обладают ритмично-слоистой текстурой, обусловленной чередованием материала различного гранулометрического состава.

# Глава 8. **ЭОЛОВЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД**

Отложения эолового (субаэрального) парагенетического ряда состоят из двух генетических типов: эоловых песков и эоловых лессов, с которыми тесно связаны продукты их склонового переотложения – лессовидные отложения. Аккумуляции обоих генетических типов не столь тесно связаны между собой, как отложения других парагенетических рядов. Они пространственно разобщены, формировались в разное время, проявляются в рельефе в виде различных форм.

## 8.1. Эоловые пески

Происхождение, транспортировка ветром, осаждение и накапливание мелкозернистого, в первую очередь песчаного и пылеватого материала происходит почти повсеместно. Формирование осадков эолового генезиса в различных ландшафтно-климатических зонах связано с различными космическими, эндогенными, экзогенными, биогенными и антропогенными факторами. Наиболее интенсивно эоловые процессы переноса и осадконакопления происходят в засушливых и полузасушливых пустынных регионах в пределах побережий морей, озер, крупных водоемов, но они нередки и на территории Беларуси, занимая участки распространения аллювиальных, зандровых, пролювиальных, пролювиально-аллювиальных толщ.

Важнейшими факторами, определяющими накопление эоловых мелкозернистых осадков, которые в преобладающем объеме представлены песками и алевритами, являются: скорость, повторяемость, продолжительность, направление господствующих ветров на площадях осадконакопления, особенности возникновения восходящих вихревых движений, связанных с неравномерным нагревом поверхности суши; характер субстрата и особенности обломочного материала. Пороговая скорость начала движения обломочных частиц возрастает с увеличением размера зерен. Сначала начинают перемещаться тонкопесчаные разности с размерами около 0,1 мм (в основном, кварц). Однако для начала транспортировки алевритовых и глинистых осадковнеобходимы такие скорости ветра, как и для перемещения мелко- и среднезернистых песков. Песчинки диаметром менее 0,08 мм переносятся при одной и той же силе ветра на расстояния в сотни раз меньше, чем частицы более 0,08 мм. Парусность тонких плоских обломков (слюды и др.) способствует к транспортировке таких зерен на значительно большее расстояние, чем округлых. Ветры со скоростью 4,4-6,7 м/сек (3-4 балла) несут пыль со скоростью около 7 м/сек обладают способностью переносить около 90% песчаных частиц из поверхностного слояв 5-10 см. Скорость ветра 9,3-15,5 м/сек (5-7 баллов) способна переносить песок. Сильные ветры со скоростью 15-50 м/сек поднимают песокна несколько метров. Очень сильные 8-бальные ветры (18,9 м/сек) поднимают песок на десятки метров, переносят гравий.

Во время ураганов, бурь, штормов со скоростью ветра 22,6-58,6 м/сек переносятся, перекатываются и передвигаются мелкие обломки горных пород, галька, вплоть до плоских обломков поперечником 3-5 см и более (Якушева и др., 1988).

Наиболее интенсивно дефляционным процессам подвергаются мелкозернистые рыхлые отложения, залегающие на дневной поверхности и не имеющие растительного покрова. По мере выдувания алевритового вещества, которое нередко переносится на значительные расстояния и оседает далеко от мест первоначального залегания, происходит изменение песчаного материала. Песок также может перемещаться путем поверхностного волочения, сальтации, перекатывания. Песок обычно накапливается недалеко от мест первичного выдувания. Для таких песков характерно уменьшение величины зерен, количества минералов с высокой плотностью, менее стойких минералов.

Оседание и накапливание эоловых осадков происходит при уменьшении скорости ветра, как правило, при среднегодовых скоростях менее 2,5-2,0 м/сек, иногда осаждение мелкозема может происходить при среднегодовых скоростях ветра 5-6 м/сек (Кесь, Федорович, 1976). Осаждению твердых частиц переносимых ветром способствует конденсация на них влаги, удаление от циклов и антициклов, встреча с другими воздушными массами, изменение горизонтальных воздушных потоков на вертикальные, встреча с различными возвышенными участками, атмосферные осадки. Интенсивность осаждения эоловой пыли неравномерна как во времени, так и в пространстве и на разных участках суши обычно зависит от степени удаленности от источников выноса и от географической зональности.

Специфический характер осаждения эолового мелкозема приводит к покровному, облекающему характеру залегания песков. Эоловые аккумуляции отличаются независимостью их мощности от абсолютных и относительных высот рельефа. Районы развития эоловых песчаных отложений в Беларуси, чаще всего, приурочены к выходящим на поверхность древним озерным иозерно-ледниковым (прибрежные фации), а также флювиогляциальным и аллювиальным образованиям. Причем наибольшие по площади участки развития таких форм отмечаются на территориях с максимальными мощностями исходных материнских пород (Лукашев, 1963). Довольно широкоони распространены в Полесье, где приурочиваются к водосборам, надпойменнымтеррасам и поймам Припяти, Птичи, Уборти, Случи, Ствиги, Горыни, Орессы, Днепра, Березины, Сожа, ряда других рек и их многочисленных притоков. Значительные районы развития описываемых отложений встречаются в пределах выходов на дневную поверхность озерно-ледниковых и зандровых отложений, особенно в Полоцкой и Суражской низинах, севернее Гродно. Крупные площади эоловых отложений отмечаются южнее озера Нарочь, вблизи г. Лепеля. Отмечаются они и на террасах Немана, Западной Двины, на поймах некоторых рек,и в других местах. На эоловый рельеф приходится примерно 1,5% всей площади страны.Как

правило, в пределах названных районов эоловые отложения распространены на площадях в несколько десятков, редко сотен квадратных километров. Песчаные аккумуляции контролируются разнообразными факторами, такими, как природа источника песчаного материала, сила и направление ветра, характер поверхности, по которой переносится песок, наличие всевозможных преград. Указанные образования обычно слагают эоловые массивы, ассиметричные возвышенности, холмы, бугры и дюны разной формы, линейно вытянутые грядообразные возвышения. Многие эоловые формы имеют небольшую высоту до 2-3 м, нередко до 5-10 м, встречаются также эоловые морфологические типы с высотами до 20-25 м. Многие из морфологических эоловых типов являются временными, представляя собой как бы транспортные переходные формы.

Своеобразной формой эолового генезиса являются отмечаемые иногда останцы и котловины развевания (выдувания). Некоторые из них имеют вид небольших (до нескольких метров) уплощенных, овальных, удлиненных или округлых в плане холмиков и бугров, расположенных на равнинных участках и подвергающихся ветровой эрозии (рис. 8.1).

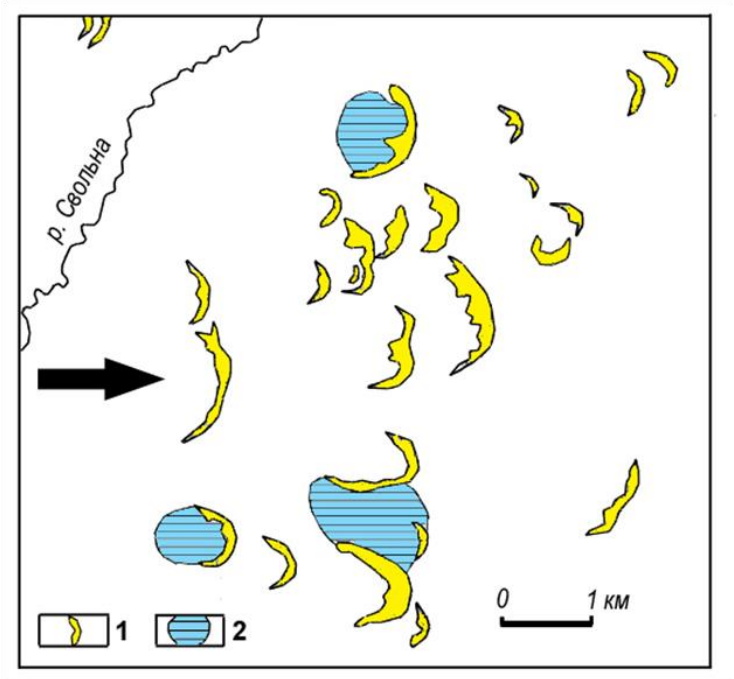



Рис. 8.1. Дюнный рельеф в бассейне р. Свольна (Полоцкая низина). Стрелкой показана преобладающее направление ветра (Павловская, 1994, с дополнениями): 1 – дюны, 2 – котловины выдувания

Простирание и формы эоловых массивов и других эоловых форм довольно разнообразные. Вытянутость эоловых форм рельефа Полоцкой низины свидетельствует о преобладании западных ветров. На остальной части страны, в ориентировке эоловых аккумуляций, крупных эоловых массивов и гряд, широтная вытянутость прослеживается лишь в общих чертах. Длина отдельных эоловых морфологических типов обычно

небольшая – до сотен метров, реже до 1-2 км, в некоторых случаях прерывистые цепи эоловых песков достигают 10-12 км. НаПолесье иногда отмечаются эоловые гряды, протягивающиеся вдоль ложбин стока на десятки километров. В качестве примера В.К. Лукашев (1961) указывает на прерывистую песчаную гряду длиной до 30 км, на левом берегу р. Случь от устья р. Морочь на юге до п. Ново-Лепино. В южной Беларуси нередкими являются цепочки дюн и округлых бугров, вытянутыми вдоль направления господствующих ветров и разбитых котловинами и ложбинамии дефляции. Ширина таких форм всего десятки, редко сотни метров. Склоны основной массы эоловых форм преимущественно пологие, нередко их крутизна возрастает до 10-15° и более. Подветренные склоны, особенно у дюнных форм, обычно более крутые. Некоторые из них имеют угол откоса с подветренной стороны 20-30°.Угол падения даже в идеальных эоловых формах не превышают 34°.

Гребни и поверхность эоловых накоплений, эоловых гряд и дюнообразных возвышений овальные, округлые, волнистые, ровные и плоские, сглаженные. Иногда они осложнены более мелкими формами, в том числе бугорками высотой до 1-2 м, локальными котловинами выдувания, ложбинками дефляции и др. Местами, особенно на юге страны, встречаются площади развеваемых песков с глубинами выдувания до нескольких метров. Поверхность песков, не покрытых растительностью, обычно имеет вид ветровой ряби.

Важной характерной особенностью дюнных и других эоловых накоплений являются присущие им различные виды диагональной слоистости, хотя нередкими здесь и горизонтальнослоистые пески. Формы эоловых аккумуляций, сложенные горизонтальнослоистыми песками, отличаются удлиненными (до десятков метров) размерами, слабонаклоненными постепенно изменяющимися углами падения, составляющими 3-10°. Горизонтальная слоистость характерна для отложений различных песчаных насыпей, отмечается на междюнных пространствах, на подветренных склонах и крыльях дюн, а также вблизи ее вершины. Косослоистые части эоловых накоплений, и в первую очередь песчаных дюн, характерны для подветренных частей эоловых форм. Здесь передовые слойки наклонены от 15-20° до 25-30° и более. Отмечается таблитчатая плоская, клиновидная плоская косая, а также мудьдообразная слоистость. Границы пластов косослоистых серий обычно имеют плоскостной эрозионный характер. Клиновидные косослоистые серии возникают при изменении направления ветра. Песчаные слои могут перекрещиваться, при этом параллельность слоев нарушается. Различные виды слоистости чаще всего проявляются в более грубых, разнозернистых или слабее отсортированных песках. Мощность серий слойков достигает 1-2 м, мощность передовых слойков составляет 1-5 см. Слоистость горизонтально сложенных эоловых песков обычно не более нескольких миллиметров. Часто слойки представлены как ясной, так и неясной формой сложения чередующегося материала разного гранулометрического состава. Иногда отчетливость

слоистости подчеркивается слойками, обогащенными тяжелыми минералами. Встречаются изредка прослои грубозернистых и разнозернистых песков мощностью до нескольких сантиметров. Вверх по разрезу происходит постепенное уменьшение мощности косослоистых слойков, при этом косые слойки чаще выполаживаются.

Для эоловых накоплений обычными являются также пески без видимых признаков слоистости. Различные деформационные текстуры в виде небольших трещин, оползней, складок, почти синхронных с отложением осадков, встречаются почти повсеместно. В отдельных случаях в эоловых аккумуляциях на разных глубинах отмечаются погребенные почвы. Они зафиксированы как на юге (в районе г. Мозырь), так и на севере страны.

Гранулометрический состав эоловых отложений, в сравнении с другими генетическими аккумуляциями, отличается более высокой сортированностью, однородностью, преобладанием тонкозернистых фракций. Как правило, эоловые пески преимущественно хорошо или умеренно сортированы. Степень их сортировки обычно выше, чем аллювиальных песков. В составе эоловых отложений присутствуют значительные объемы мелкопесчаныхи алевритовых фракций. Глинистые прослойки очень редки, а пески вообще почти не имеют глинистых частиц, или их содержание незначительно. Перевеваемые пески со временем, постепенно освобождаясь от пылеватого материала, существенно увеличивают долю размерной фракции 0,05-0,25 мм, содержание которой может достигать до 90-95% более. Чаще всего, средний размер зерен колеблется от 0,15 до 0,25 мм. Обычно вверх по разрезу эоловых накоплений происходит уменьшение крупности песка.

Содержание частиц разной размерности определяется составом местных источников питания. В отличие от материнских пород, эоловые аккумуляции имеют лучшую окатанность зерен. Отмечается также, хотя и неравномерно, возрастание глинистых частиц с севера на юг.

Для эоловых песков, сформированных из прибрежных озерно-ледниковых фаций, на фракцию меньше 0,05 мм приходится 10-25% частиц, на размерность 0,1-0,05 мм – 40-70%. Эоловые аккумуляции, возникшие за счет переработки флювиогляциальных и аллювиальных отложений, характеризуются уменьшением количества частиц менее 0,05 мм (до 2,15%), пониженным содержанием фракции 0,1-0,05 мм – примерно 10-30%, резким возрастанием зерен 0,25-0,1 мм (до 50-80%) и незначительным количеством частиц 1,0-0,5 мм. В песках иногда имеется примесь зерен диаметром в несколько миллиметров. Нередко прослеживаются резкие изменения гранулометрического состава по простиранию и разрезу, связанные со специфическими особенностями эолового литогенеза. В верхней части эоловых отложений повышено количество тонких и пылеватых частиц, книзу, в присклоновой части, увеличивается содержание более крупных песчаных частиц, количество которых не превышает нескольких процентов.

Главными компонентами легкой фракции являются кварц (82-97%) и полевые шпаты (преимущественно 3-15%). Такие минералы как карбонаты, иногда в виде новообразований, глауконит, халцедон и слюды составляют

очень небольшую долю. Слюды могут отсутствовать или находиться в единичных зернах, так как легко выдуваются или разрушаются. Большинство зерен кварца обладают матовой поверхностью, они часто дырчаты, разъедены, покрыты двуокисью кремния. Микроскопические особенности поверхности зерен кварца являются важными диагностическими признаками отличия эоловых аккумуляций от аллювиальных.

Из тяжелых минералов преобладают ильменит, амфиболы, гранаты. В меньших количествах присутствуют турмалин, магнетит, цирков, рутил, ставролит, эпидот. Значительно реже встречаются лейкоксен, апатит, силлиманит, топаз, андалузит, монацит. Некоторые минералы, например, лимонит и ряд других, хотя и содержатся в незначительном количестве, но, тем не менее, встречаются почти во всех образцах. Других акцессорных разновидностей мало или же они попадаются далеко не в каждом образце и лишь единичными зернами.

Тяжелая фракция эоловых песков характеризуется сравнительно высоким выходом. Ее содержание по площади изменяется незначительно, преимущественно в пределах 0,5-1,5%. Основная часть тяжелых минералов приурочена к частицам 0,1-0,05 мм, где на их долю припадает 0,8-2,2% и 0,25-0,1 мм (0,3-0,6%).Выход минералов в других фракциях незначителен. В.К. Лукашев (1961) отмечает, что в области Белорусского Полесья количество тяжелых минералов в песках, перенесенных ветром, даже на небольшое расстояние, резко возрастает (в 3-5 раз) в сравнении с исходным материалом. В эоловых песках изредка встречаются прослойки, резко обогащенные тяжелыми компонентами. В этих случаях суммарный выход тяжелой фракции может достигать 5,0-20,0%. Наибольшее содержание тяжелых минералов характерно для эоловых аккумуляций севера страны.

Большинство легких и тяжелых компонентов, особенно более крупных размеров, несет на себе следы шлифовки и имеют хорошо или частично окатанные формы. Окатанность зерен обусловлена длительностью эоловой абразии и их физико-химическими свойствами. Например, эоловая сглаживающая обработка кварца происходит в 100-1000 раз быстрее, чем при транспортировке или переработке в водных условиях. При действии ветра хорошо окатанными могут быть зерна вплоть до 0,03 мм, тогда как для водной среды эта минимальная граница лежит значительно выше. До 60-80% объема эоловых песчаных зерен характеризуется значительной окатанностью. Песчаные обломки с размерами 0,5-1,0 мм и другие более крупные зерна обычно хорошо окатаны.

Из всего набора минералов эоловых отложений наименьшей окатанностью отличаются гранаты, которые, при этом, более окатаны, чем гранаты из аллювия. Слабую окатанность имеют циркон и ряд других акцессориев большой твердости. Количество частично и полностью неокатанных зерен резко возрастает с уменьшением размеров. Более крупные зерна малоустойчивых минералов сильнее выветрены. Из легких компонентов наименьшую механическую обработку несет кварц, который, тем не менее, обычно имеет матовую поверхность. Идиоморфные зерна

отмечаются в незначительных количествах. Многие малоустойчивые и имеющие небольшие размеры индивиды (пироксены, эпидоты и другие) характеризуются свежестью сколов. Сравнительно часто отмечаются расколотые зерна со свежей блестящей поверхностью, особенно характерные для роговых обманок. Поверхность многих минералов покрыта желто-коричневой или желтой железистой пленкой, зачастую корродированы, дырчаты, шероховаты, с вмятинами и неправильными ямочками. На некоторых индивидах отмечены небольшие наросты двуокиси кремния, корочки карбонатов. Нередко попадаются и аморфные образования (лимонит к др.). Наличие значительного количества хорошо окатанных, а также полированных и гладких зерен показывает, что эоловые пески претерпели длительную и многократную переработку.

Минералогический состав песчаных эоловых отложений разных районов Беларуси имеет сходные черты: полиминеральность и близкий состав породообразующих компонентов, присутствие карбонатов, окислов и гидроксидов железа, заметная окатанность большинства зерен, высокая или средняя степень сортированности, матовая поверхность преобладающего большинства зерен. Имеющиеся площадные различия качественного и количественного состава минералов, по-видимому, связаны как с региональными особенностями исходных пород, так и с условиями эоловой транспортировки и седиментации. Об этом свидетельствуют факты повышенного содержания глауконита на юге, а биотита, мусковита и карбонатов – на севере. Незначительное возрастание с запада на восток таких легко переносимых ветром минералов как, например, слюды и одновременное небольшое снижение содержаний гравия, показывает связь с условиями эолового переноса преимущественно западных румбов. Общей особенностью эоловых песчаных отложений является возрастание содержания устойчивых минералов (на 0,4-1,9%) и понижение неустойчивых (на 0,1-1,3%) с севера на юг Беларуси. Кроме отмеченных закономерностей необходимо сказать о довольно стабильных соотношениях между некоторыми минералами, прослеживаемыми на значительных площадях. Это, например, соотношение (циркон+рутил)/турмалин. Для минерального состава эоловых песков в сравнении с отложениями других генетических типов, свойственны наибольшие содержания устойчивых акцессориев и наименьшие показатели коэффициента выветрелости.

Распределение тяжелых минералов в гранулометрическом спектре отличаются своими особенностями. На примере минералогического состава эоловых песчаных отложений севера Беларуси (табл. 8.1.)видно, что в более крупных размерных фракциях наибольшая концентрация таких минералов как ставролит, биотит, фосфат, карбонаты, гематит и, наоборот, в мелких диапазонах повышенные содержания циркона, эпидот-цоизита, амфиболов, пироксенов, ильменита.

Таким образом, состав тяжелых минералов эоловых песков проявляет близкую связь с местными материнскими породами. При этом особенности исходного материала создают региональные минералогические различия.

Эоловые пески по количественным соотношениям и различию распределения в гранулометрическом спектре, возрастанию содержания стойких минералов отличаются от отложений других генетических типов. Минералогический состав эоловых образований характеризуется большой однородностью, значительным содержанием амфиболов и фосфатов.

Таблица 8.1

Содержание важнейших минералов тяжелой фракции эоловых отложений севера Беларуси (среднеарифметические значения),%

| **Минералы** | **Фракции, мм** | | |
|---|---|---|---|
| | **0,5-0,25** | **0,25-0,1** | **0,1-0,063** |
| Циркон | | 0,4 | 1,8 |
| Турмалин | 3,0 | 1,2 | 1,0 |
| Рутил | - | 0,9 | 0,1 |
| Эпидот-цоизит | 3,0 | 5,4 | 9,1 |
| Гранаты | 14,0 | 9,6 | 12,1 |
| Амфиболы | 24,6 | 20,7 | 38,0 |
| Дистен | - | 0,2 | 0,1 |
| Силлиманит | - | 0,1 | 0,1 |
| Ставролит | 3,0 | 1,2 | 0,8 |
| Андалузит | - | 0,2 | 0,3 |
| Пироксены | - | 1,2 | 2,8 |
| Биотит | 13,2 | 10,4 | 1,4 |
| Апатит | - | 5,3 | 3,4 |
| Фосфаты | 16,1 | 15,2 | 7,9 |
| Ильменит + магнетит | 5,5 | 8,1 | 12,0 |
| Лейкоксен | 3,2 | 4,0 | 3,2 |
| Гидроксиды железа | 3,6 | 3,2 | 5,4 |
| Карбоната | 10,1 | 8,3 | - |
| Гематит | 3,0 | 0,2 | - |
| Топаз | - | 0,2 | 0,3 |
| Монацит | - | - | 0,1 |
| Измененные | - | 2,3 | 0,7 |

Особенностью эоловых обстановок является обнаружение довольно многочисленных эоловых многогранников (ветрогранников, трехгранников, драйкантеров). Залегающие на дневной поверхности твердые обломочные непереносимые породы подвергались разрушению ветром за счет естественного корразийного процесса и стирания граней песком или алевритом. В субаэральных условиях с сухим климатом и сильными устойчивыми ветрами происходил интенсивный перенос песчаного и алевритового материала, в основном, в приземных слоях воздушного потока до 1,0-2,0 м. Длительная механическая обработка галек и обломков, их обтачивание, шлифование и соскабливание приводила к образованию эоловых многогранников (рис. 8.2).

У некоторых обломков появлялись плоские полированные или слегка матовые поверхности с небольшими выемками, ячейками и мельчайшими

трещинами. Массивные тонкозернистые обломочные породы приобретали поверхность, полированную до блеска (кварциты) и бугорчато-ямчатую, фасетную для обломков неоднородного состава. Достаточно длительное абразионное воздействие обуславливало шлифование одной или нескольких плоских граней. Поэтому форма эоловых ветрогранников разнообразная, не обязательно трехгранная. Обычно они имеют от одной до трех, реже четырех хорошо обработанных, сглаженных, иногда отполированных граней и относительно острыми ребрами между ними.




Рис. 8.2. Механизм образования эолового многогранника (слева) и экземпляр многогранника в натуральную величину (справа)

Эоловые многогранники залегают на современной поверхности или скрыты самой верхней частью почвенного горизонта. Они имеют довольно широкое распространение на территории Беларуси, отсутствуя лишь в зоне развития поозерского оледенения (рис. 8.3). Ветрогранники встречаются, в основном, в пределах ранее существовавшей приледниковой пустыни, ширина которой, по-видимому, достигла не менее 300 км (Тутковский, 1910; Колпаков, 1995).

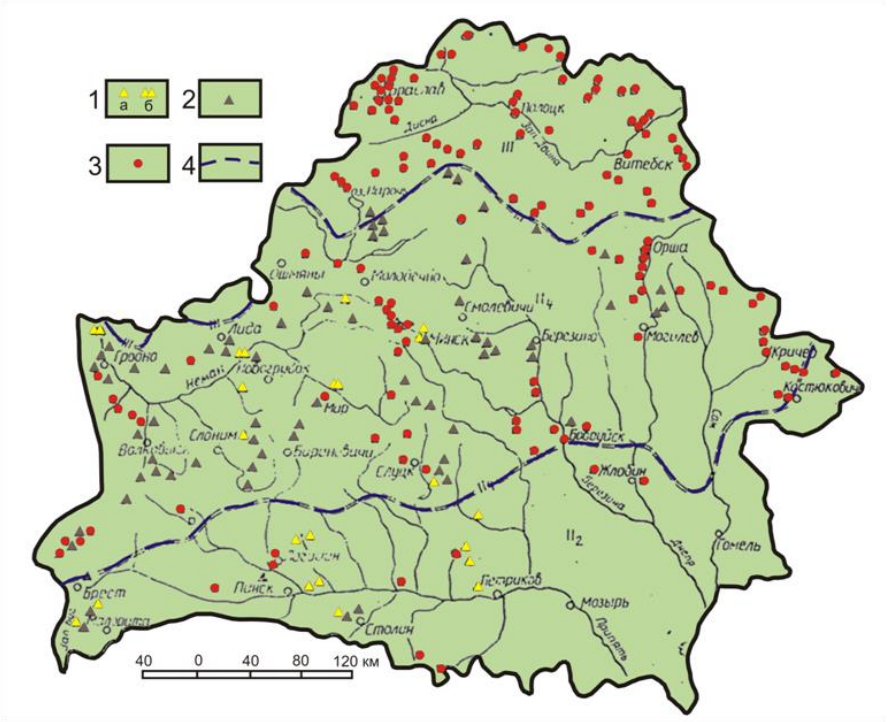



Рис. 8.3. Места находок ветрогранников (Колпаков, 1995): 1 – находки П.А. Тутковского (а); Л.Н. Вознячука, М.А. Вальчика и А.И. Гайгаласа (б); 2 – находки В.В. Колпакова в 1992-1993 гг.; 3 – карьеры без ветрогранников; 4 – границы оледенений

Таким образом, эоловое песчаное осадконакопление является сложным и многогранным процессом. Оно объединяет ветровую эрозию (дефляцию), перенос захваченного ветром мелкоземистого материала и его аккумуляцию в виде разнообразных по форме и объемам геологических тел. В соответствии с этими процессами отложения эолового генетического типа предлагается разделить на перевеянные неперемещаемые эоловые отложения (перфляционные) и навеянные перемещаемые эоловые отложения (суперфляционные). Указанные типы эоловых аккумуляций различают по гранулометрическим и минералогическим особенностям, по образованным формам рельефа и по особенностям залегания.

### 8.1.1. Группа фаций перевеянных (перфляционных) песков

Группа фаций перевеянных (перфляционных) эоловых отложений не теряют пространственной связи с исходными песками, перекрывают их слоем мелкозема различной подвижности и обычно образуют эоловые аккумуляции разной формы и объемов. В целом для них характерна несколько лучшая сортировка песка, содержание средне-и крупнозернистых фракций увеличено. В сравнении с материнскими песками здесь меньше слюдистых минералов, общее содержание их незначительно, единичные слюдистые пластинки мелкие, они хорошо окатаны.

Площади перевеянных песков в сравнении с навеянными значительно выше. У таких песков наблюдаются признаки исходных песков. Важным диагностическим признаком перевеянных эоловых образований является наличие частиц гравия и гальки, которые несут следы эоловой переработки. Некоторые из них имеют вид ветрогранников с размером от 3 мм до 2 см.

**Фация эолово-лимногляциальная.** Эолово-лимногляциальные фации перевеянных (перфляционных) отложений формировались преимущественно за счет отложений древних приледниковых водоемов. Наиболее широкое распространение такие образования имеют на севере и западе Беларуси. В пределах береговой зоны бывших приледниковых озер Верхне-Неманского, Верхне-Вилийского, Верхне-Березинского, Верхне-Днепровского, Полоцкого и Суражского, сложенных песками, возникли обширные районы распространения эоловых форм, материковых дюн (Пасюкевич, Салов, Шахнюк, 1966).

**Фация эолово-флювиогляциальная.** Эолово-флювиогляциальные фации перевеянных (перфлюционных) отложений обычно накапливались в местах распространения зандровых равнин и флювиогляциальных дельт. Рассматриваемые аккумуляции отсортированы значительно слабее, чем другие эоловые образования. Значительную долю здесь составляет средне- и крупнозернистые разности со значительной примесью грубозернистых песков. Нередко в виде примеси встречаются гравий и галька.

**Фация эолово-озерная.** Эолово-озерные фации перевеянных (перфляционных) отложений формируются за счет перевевания прибрежных песчаных отложений современных и древних озер. Отложения имеют довольно широкое распространение на севере и юге станы. Они сложены

средне- и крупнозернистыми песками. Сортированность песчаного материала существенно ухудшается вниз по разрезу.

**Фация эолово-аллювиальная.** Эолово-аллювиальные фации перевеянных (перфляционных) отложений в виде дюн, дюнных гряд, холмисто-бугристого рельефа и маломощных покровов (плащей) распространены по берегам крупных рек и их притоков. Наиболее широко прослеживаются такие образования в долинах Припяти и Днепра. В некоторых случаях песчаные формы, имеющие облик дюн, в действительности являются прирусловыми валами, пески которых лишь в верхней части были перевеяны ветром на глубину 1-2 м.

Нередко дюны, дюнные гряды, другие формы холмисто-бугристого рельефа и маломощные покровы встречаются компактными группами на отдельных локальных участках. Форма эолово-аллювиальных песчаных накоплений может быть самой разнообразной (от типичных дюн до полого-волнистых покровов). Обычно подветренная часть холмов характеризуется довольно крутым падением слоистости (до 25-34°). Наветренный более пологий склон имеет крутизну значительно меньшую (5-10°, реже 15-20°). Высота эолово-аллювиальных аккумуляций обычно небольшая и редко достигает 5-10 м. Сложены эолово-аллювиальные накопления преимущественно разнозернистыми песками с преобладанием в некоторых случаях средне-, мелко- и тонкозернистых фракций. Встречаются эолово-аллювиальные аккумуляции, полностью сложенные мелко- тонкозернистыми песками. Среди песков иногда попадаются гравийные зерна и галька. Некоторых из них имеют облик ветровой обработки вплоть до ветрогранников. Гранулометрический состав отложений полностью зависит от наносов аллювия.

### 8.1.2. Группа фаций навеянных (суперфляционных) песков

Группа фаций навеянных (суперфляционных) эоловых отложений сложена песками, потерявшими или имеющими слабую пространственную связь с материнскими породами (рис. 8.4).

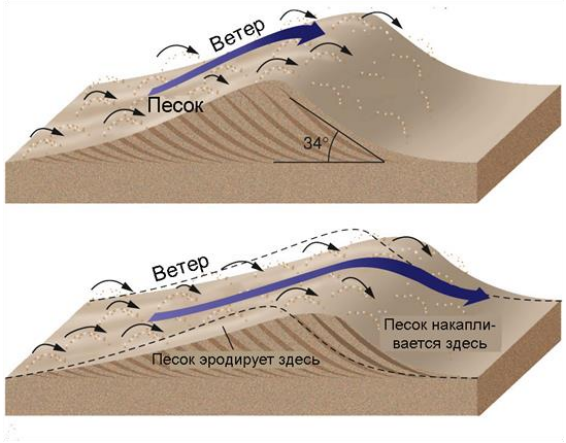



Рис. 8.4. Перемещение дюнных песков

Для навеянных песков характерны подвижные формы аккумуляции, имеющие вид как небольших песчаных массивов и отдельных холмов, так и значительных по размерам дюн. В гранулометрическом спектре песков преобладают тонко- и мелкозернистые фракции, сортировка материала в сравнении с перевеянными фациями возрастает. В легкой фракции увеличивается содержание слюд со следами окатанности.

**Фация дюн.** Специфическими и выразительными эоловыми навеянными песчаными аккумуляциями являются дюны. Дюна представляет собой песчаный холм, созданный ветром, который имеет единственную вершину и откос осыпания на более крутом подветренном склоне. Дюнам присущ асимметричный профиль с углом наклона подветренной стороны до 30-34°, наветренной – обычно не более 7-10°. Встречаются дюнные холмы как одиночные, так и группами. В зависимости от характера ветров, типа песчаного материала и источника его поступления дюны приобретают самые различные формы и размеры. Исследователями неоднократно предпринимались попытки классифицировать песчаные дюны по морфологическим типам, при этом среди многообразия внешних форм дюн обычно выделяются несколько наиболее типичных. Параболические дюны представляют собой серповидные формы, у которых выпуклая сторона направлена вперед по отношению к своим боковым отрогам. Отроги дюны обычно закреплены растительностью. Поперечные дюны имеют вид почти прямого сравнительно длинного вала, ориентированного под прямым углом к доминирующему направлению ветра. Их гребни прямые, слегка волнистые. Другие дюнные формы в Беларуси встречаются реже.

## 8.2. Лессы и лессовидные отложения

В 1955 году в Киеве на совещании по изучению четвертичного периода принято решение относить к лессовым отложениям континентальные осадочные аккумуляции разного происхождения, содержащие более 50% пылеватой фракции (0,05-0,005 мм) при микроагрегатном способе подготовки образца, обладающие лессовидными признаками. В настоящее время большинство исследователей к таким отложениям относит покровные отложения, отличающиеся целым рядом своеобразных признаков: специфическим гранулометрическим составом с преобладанием фракции 0,05-0,005 мм; рыхлостью и мягкостью наощупь; сравнительной однородностью в разрезе по гранулометрическому составу; палево-желтым, серовато-желтым и буровато-желтым цветом; карбонатностью; наличием видимых глазом пустотных макропор или канальцев (обычно более 40-42%); инкрустацией макропор с внутренней стороны карбонатами кальция и магния; просадочностью при намачивании; небольшой природной влажностью; отсутствием ясной слоистости или тонкой горизонтальной или наклонной облекающей слоистостью; обычно поверхностными условиями залегания; вертикальной столбчатой отдельностью; редким присутствием в разрезе линз и прослоек песка, гравия, гальки и др. С.С. Морозов (1950) считает, что к типичным лессам следует относить лессовые отложения, у

которых в пылеватой фракции крупнопылеватые частицы (0,05-0,01 мм) преобладают над мелкопылеватыми (0,01-0,002 мм). Некоторые исследователи считают одним из признаков лессов значительную мощность, по крайней мере, не менее нескольких метров (Кригер, 1965), или хотя бы 1 м (Лысенко, 1978). В Беларуси исследователи отмечают лессовые отложения и меньшей мощности. Указанные признаки в типичных лессах имеют наибольшее выражение, в то время как в лессовидных отложениях отдельные показатели могут отсутствовать или проявляться менее отчетливо. Во многих случаях отмечается ряд отличий, хотя и не бесспорных. Между собственно лессами и лессовидными отложениями существует ряд переходов.

Вопрос о принадлежности породы к лессовым отложениям должен определяться комплексом признаков, которые можно наблюдать тольков природных условиях залегания этой породы, а не в отдельном образце. В случае, когда отложения морфологически близки к лессам, но не обладают одним из указанных признаков или утратили частично эти признаки, либо не приобрели их в процессе диагенеза, то такие образования следует относить к лессовидным отложениям (Мавлянов, 1958; Кригер, 1965 Быкова, 1966 и др.). К лессовидным некоторые исследователи относят отложения с типичными литологическими признаками лесса, но обладающие малой мощностью или содержащие прослои галечников (Кригер, 1965).

Исследования последних лет привели к выводу о целесообразности под названием лессовых отложений объединить лессы и лессовидные образования (Веклич, 1968). Следует, однако, отметить, что имеется значительная группа специалистов выступающих против такого объединения (Обручев, 1948; Москвитин, 1965).

В Беларуси к лессовым отложениям относят осадочные накопления, отличающиеся следующими характерными показателями:

1. Цвет от светло- и серовато-желтого до желтовато-серого с присущими разнообразными палевыми и палево-желтыми оттенками. Зачастую окраска подвержена воздействию различных сочетаний форм соединений железа, карбонатов и гумуса. При переходе окисных соединений железа в закисные отложения приобретает сизоватые оттенки.

2. Преимущественно однородный гранулометрический состав. Преобладает алевритово-пылеватая (0,01-0,05 мм) в количестве 30-55% и глинистая фракции (менее 0,005 мм) в пределах 5-30%. Содержание частиц диаметром более 0,25 мм обычно не более 5%, а нередко отсутствуют вовсе. По данным К.И. Лукашева и С.Г. Дромашко (1960) содержание преобладающей фракции 0,075-0,01 ммизменяется от 33,4% (Дубровенский район) до 88% (Мозырский район). Содержание частиц менее 0,01 мм изменяется от 4,58 до 59,8%. Доля более крупных зерен составляет небольшой процент. Для зерен характерно беспорядочнее расположение, они обычно не соприкасаются друг с другом и разделяются гидрослюдистым и глинисто-карбонатным цементом. Встречаются скопления более крупнозернистых агрегатов с небольшим количеством глинистого ожелезненного цементирующего материала. Нередко на более возвышенных

участках гранулометрический состав становится более разнородным, отличается повышенными содержаниями глинистых частиц. Отмечаются случаи переслаивания лессов и погребенных почв. Нередко в толще прослеживаются разнообразные переходы между типичными лессами и слоистыми супесями, песчаными и песчано-гравийными аккумуляциями.

3. Наличие раковин моллюсков в карбонатных лессовых отложениях. При этом в типичных лессах преобладают раковины наземных видов, в лессовидных отложениях – раковины пресноводных моллюсков.

4. Отсутствие ясной слоистости, проявление скрытой слоистости и слоистости с разной степенью выраженности – от отчетливой до полного исчезновения. Наблюдается микрослоистость за счет чередования алеврито-пелитовых и алевритовых прослойков. Границы между слойками не всегда четкие, с постепенными переходами. Нередко слоистость проявляется за счет последующих гипергенных процессов, накладывающих определенный отпечаток на строение и текстуру отложений.

5. Плащеобразное, нередко не всегда выдержанное по мощности залегание лессов, приуроченность отложений к высоким гипсометрическим отметкам (обычно 130-230 м) преимущественно к водораздельным плато, равнинно-холмистому рельефу, склонам моренных гряд и возвышений, речным долинам.

6. Вертикальная отдельность, связанная со структурной агрегированностью и способностью толщ давать вертикальные или близкие к вертикали стенки в обнажениях, карьерах, шурфах и т.п.

7. Ожелезненность верхней части лессового разреза, железистые затеки.

8. В некоторых разрезах включение прослоек и линзочек мелко- и разнозернистого песка. Наличие редких зерен гравия, изредка появление гравийных слойков, отдельных окатанных галек, мелких валунчиков (до 10-15см).

9. Макропоры, видимые невооруженным глазом. Размер пустот иногда несколько больше частиц, которые слагают породу. Общая пористость может доходить до 40-55%. Часть пор унаследована от растительных остатков и корней, иногда пористость увеличивается за счет ископаемых почв. Стенки макропор могут быть покрыты карбонатным материалом или железисто-марганцевым налетом. Чаще отмечается неправильные округлые и удлиненные поры, встречаются шести- и четырехугольные. Зачастую удлиненные поры соединяются тропинками в цепочки и системы. Стенки пор бывают рыхлыми, слабо сцементированными или уплотненными за счет гидрослюдистого или карбонатного цемента.

10. Способность лессов к просадкам при замачивании или увлажнении. Однако таким свойствам лессовые отложения Беларуси обладают далеко не всегда и на разных участках ведут себя по-разному.

11. Неоднородный состав, обычно отложения представлены пылеватыми супесями и легкими суглинками, реже пылеватыми песками и

лессовидными глинами. Встречаются пылеватые пески и супеси (район Мозыря) и тяжелые пылеватые суглинки (Дубровинский район).

12. Залегают на разных по вещественному составу, возрасту и генезису четвертичных отложениях.

13. Карбонатность отложений, проявляемая в той или иной мере в виде наличия новообразований, в меньшей степени обломочных хемогенных и органогенных образований карбонатов кальция и магнии с резким преобладанием карбонатов кальция. Карбонаты магния составляют всего несколько процентов. Распределение карбонатов по фракциям неравномерно, чаще всего они преобладают в диапазоне 0,075-0,005 мм. Встречаются разновидности карбонатов в виде неправильных зерен, нередки полуокатанные индивиды или с округлыми гранями, а также агрегаты из мельчайших зерен. Многие обломки имеют следы растворения. В значительных количествах отмечаются правильные ромбоэдры с четкими остроугольными гранями. Карбонатный материал прослеживается также в виде тонкорассеянного дисперсного вещества в глинистых фракциях, нередко он инкрустирует стенки пор, покрывает кальцитовыми каемочками и корочками всевозможные трещины и поверхность других зерен. Нередкимиявляются карбонатные желвакообразные агрегаты, стяжения и выделения (журавчики, дутики, белоглазки и т.д.), и микроагрегаты, сложенные угловатыми зернышками кварца, сцементированного тонкодисперсным карбонатным материалом. Карбонатный цемент местами раскристаллизован. Крупнокристаллические участки обычно окаймляют пустоты, трещинки и крупные алевритовые и псаммитовые зерна, а также встречаются в самой породе (Лукашев, Дромашко, 1960). Распределение карбонатного материала в лессовой толще обычно неравномерно, что связано с подземными водами, почвообразовательными, гипергенными и другими процессами.

До последнего времени, среди исследователей, существовали и существуют различные точки зрения о генезис лессов и лессовидных отложений. Среди имеющихся более двух десятков гипотез, объясняющих условия формирования рассматриваемых осадочных аккумуляций, наибольшее значение придается эоловой теории, которой придерживаемся и мы.

Формирование лессовых отложений Беларуси Я.Н. Афанасьев (1924) связывал с аллювиальными образованиями. К выводу об эоловом генезисе лессовых пород Беларуси, аккумуляция которых шла одновременно с формированием аллювия на верхней (второй) надпойменной террасе Днепра, подошел Г.Ф. Мирчинк (1928). Широким распространением пользовалась гипотеза о происхождении лессовых пород Л.С. Берга (1947) за счет почвенно-элювиальных процессов. Известность имеет точка зрения В.И. Попова (1966) считающего, что формирование лессов в ледниковые временные этапы происходило одновременно в процессе аккумуляции материала, его физической дезинтеграции до частиц пылеватого размера и пустынного диагенеза. В условиях сухого холодного или теплого климата

межледниковий происходили процессы эпигенетического облессования рыхлых пород над влиянием процессов выветривания и почвообразования. Как делювиально-пролювиальные формирования рассматривала В.С. Быкова (1966) все лессовые породы Беларуси. В последние годы широко распространяется мнение, что в лесной, лесостепной, степной и некоторых других климатических зонах, большинство осадочных аккумуляций с разной степенью выраженности лессовых и лессовидных признаков имеет флювиогляциальную и аллювиальную основу, которые в последующем подвергались эоловой и делювиальной переработке, а затем примерно одинаковым диагенетическим воздействиям. Ряд исследователей Беларуси (Мотуз, 1958, 1966, 1972, 1980; Лукашев, 1960, 1969; Стецко, 1969; Коптев, 1960; Лукашев, Дромашко, 1960, 1961 и др.) считает, что формирование лессовых отложений происходило в экстрагляциальных и перигляциальных условиях умеренно-холодного и влажного климата и связано с вытаиванием ледникового материала, последующими перемывами, процессами выветривания, солифлюкации, эолового воздействия на флювиогляциальные, озерно-ледниковые, аллювиальные и другие накопления. Наличие иногда в лессовых толщах прослоек более грубого обломочного материала свидетельствует о перерывах в таком осадконакоплении. Более крупные обломки могли поступать за счет усиления таяния ледника и его разноса на перигляциальных территориях. Считается также, что лессообразование возможно в условиях холодного климата, при наличии близко к дневной поверхности многолетней мерзлоты и активных мерзлотных процессов в деятельном слое. К.И. Лукашев и С.Г. Дромашко (1961) не исключают климатический и эпейрогенический пульсационный характер формирования лессов и в доказательство приводят следы большего химического разложения отложений с признаками почвообразования и значительной примеси вторичных сиаллитно-глинистых минералов типа бейделлитизированных гидрослюд и др.

К.И. Лукашев (1969) считает, что важнейшие лессовые литофациальные и биостратиграфические признаки формируются вместе с накапливанием осадков. На стадии сингенеза происходит взаимодействие между карбонатными растворами и мелкоземом с образованием углекислой извести, что определяет соответствующий литогеохимический сиаллитно-карбонатный тип гипергеннего формирования лессовых осадков и соответствующие изменения в минеральном и химическом составе.

Считается, что формирование специфического облика и свойств лессов и лессовидных пород происходило в условиях сухого климата. В.А. Обручев (1948) указывает, что накопление мелкозема шло параллельно процессу облессования.

Процессы формирования, литологические, гранулометрические, структурные, инженерно-геологические и другие специфические особенности лессовых пород, характер их изменения по площади и в разрезе в значительной мере зависели от зонально-географических, климатических и гидрогеологических условий. Большое влияние оказывали режим начального

накопления пылеватого мелкозема, особенности переноса частиц, состав подстилающих пород, рельеф подстилающей поверхности. Указанные факторы определяли условия залегания лессовых отложений, мощность, свойства и т.п.

Минералогический состав обломочной части лессовых отложений характеризуется резким преобладанием кварца, полевых шпатов и кальцита. Доля легкой фракции составляет 98,0-99,5% и более от всего объема пород. Общее содержание основных породообразующих минералов кварца и полевых шпатов достигает 80-99%. На зерна кварца приходится в среднем до 80% количества легкой фракции. По данным К.И. Лукашева и С.Г. Дромашко (1960) доля кварца составляет 70-86%. Зерна кварца обычно угловато-окатанные с матовой поверхностью, нередки блестящие разновидности. Содержание полевых шпатов обычно 15-20%, изредка более. Они представлены, в основном, ортоклазами, относительно хорошо сохранившимися и слабоокатанными. С уменьшением диаметра зерен количество кварца становится меньше, однако общее количество кварцевых обломков в диапозоне 0,1-0,005 мм никогда не уменьшается менее 50%. Содержание полевых шпатов наоборот возрастает с уменьшением размеров, среди них обычно преобладают зерна умеренней выветрелости. В южном направлении содержание полевых шпатов имеет тенденцию к уменьшению. На карбонаты приходится до 10-20% и даже до 25% легкой фракции. Среди карбонатов преобладают мелкие зерна кальцита, реже доломита и сидерита с различными стяжениями радиально-лучистого и сферолитового строения.

Для кальцита, который составляет основную массу карбонатного материала в отложениях, типично большое количество свежих ромбоэдров. Содержание карбонатов несколько вырастает при уменьшении диаметра обломков, преобладающую часть на них имеют новообразования, меньшее количество является обломочным. Из слюд (мусковит и биотит) преобладает мусковит, его содержание от долей до 1%, в пределах разреза может исчезать вовсе. Из других легких минералов иногда встречаются глауконит, халцедон, обломки раковин моллюсков и растительные остатки. Доля тяжелой фракции небольшая (от 0,5 до 1,0%, в исключительных случаях до 1,5-2,0%). Минералы тяжелой фракции в относительно выдержанных количествах (до 1%)присутствует в диапазоне 0,075-0,01 мм. В других фракциях они могут резко уменьшаться вплоть до исчезновения. Всего насчитывается до 20-30 наименований тяжелых компонентов. В значительных количествах присутствуют такие рудные минералы как ильменит, лейкоксен, в меньших количествах отлагаются магнетит, гематит, гидроксиды железа. Постоянно встречаются гранаты, циркон, рутил, эпидот-цоизиты, роговая обманка. В виде единичных зерен, иногда в долях процента или первых процентов попадаются такие минералы как сфен, анатаз, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, апатит, пироксен, брукит и др. Для тяжелых минералов часто характерно наличие угловатых, угловато-окатанных и окатанных разновидностей в одном и том же образце, что свидетельствует о многочисленных переотложениях. Следует отметить, что, несмотря на следы

окатанности таких зерен как амфиболы и эпидот иногда до значительной, вплоть до шарообразного эпидота, указанные зерна достаточно свежие. На юге Беларуси несколько уменьшается содержание роговых обманок. Глинистая составляющая (фракция менее 0,001 мм) представлена гидрослюдами. В виде примесей присутствуют каолинит, галлуазит, монтмориллонит. Основными микроэлементами являются хром, барий, галлий, никель, медь, цирконий, бериллий (Лукашев, Дромашко, 1961).

Лессовые отложения имеют покровное залегание, распространены довольно крупными площадями и относительно небольшими островами в пределах самых различных геоморфологических элементов. Они подстилаются разнообразными по строению и составу флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, ледниковыми, аллювиальными, озерными и другими генетическими аккумуляциями четвертичной толщи. Граница с нижележащими подстилающими породами обычно резкая, местами постепенная. Отложения тяготеют к высоким гипсометрическим отметкам с абсолютными высотами 130-220 м (Мотуз, 1958). В некоторых местах лессовые покровы залегают на склонахна абсолютных отметках 230-240 м (Стецко, 1969). Широкое распространение они имеют в пределах пологих возвышенностей, на склонах гряд, холмов, речных долин, часто встречаются на плоских водоразделах крупных рек. Мощность отложений обычно небольшая и изменяется от 0,5 м на повышенных участках до 10 м и более на нижних частях склонов и в понижениях рельефа, котловинах и ложбинах стока. На отдельных участках мощность может увеличиваться в направлении от первой надпойменной террасы в сторону водораздельного плато.

В Беларуси лессовые отложения занимают по разным оценкам от 7% (Лысенко, 1962), 10% (Мотуз, 1980) и до 15 % всей территории. Распространены преимущественно лессовидные образования. Типичные лессы прослеживаются только на небольших участках.

Основные площади находятся к югу от краевых ледниковых образований поозерского возраста. Преобладающие участки расположены между реками Днепр и Сож, а также Днепр и Березина. Широкое распространение они имеют в пределах Минской (Логойский, Минский, Дзержинский, Копыльский, Слуцкий районы) и Гродненской (Новогрудский и Кореличский районы) областей. Развиты они также на северо-восточных склонах Мозырской гряды, в основном, на склонах, обращенных к Припяти, участками попадаются в Полесье. Особенностью распространения лессовых и лессовидных отложений является увеличение на возвышенных площадях значений естественней влажности, объемного веса твердой фазы, пластичности. На повышенных участках, однако, менее выраженными становятся просадочные свойства.

На территории Беларуси распространены лессовые отложения, накопившиеся только во время последнего (позерского) ледникового периода. При этом почти вся толща сформировалась до момента достижения ледниковым покровом максимальных размеров. С началом отступания ледника от границы последнего оледенения (18000-17000 лет назад)

накопление и переотложение лессовой пыли на склонах и в водораздельных частях высоких платообразных равнин уменьшилось. Полностью лессообразование прекратилось, по оценке Л.Н. Вознячука (1973), во время браславской осцилляции, около 15000 лет назад или несколько позднее – к началу позднеледниковья (13000 лет назад).

Согласно В.С. Быковой (1966) выделяются непросадочные лессовидные породы и породы со слабо развитым лессовидным обликом, которые в наибольшей степени распространены в пределах Слуцко-Копыльского массива, а также локальными, иногда значительными участками на севере, северо-западе и юго-востоке страны. Такие отложения характеризуются небольшой мощностью, обычно до 1 м, в исключительных случаях до 3 м, обладают слоистостью. На Новогрудско-Кореличской, Логойско-Смолевичской, на значительных площадях Оршанско-Могилевско-Мстиславской и Лиозненской (Лукашев, 1961) площадях отмечаются лессовые отложения, дающие незначительные просадочные деформации при дополнительных нагрузках. Толщи характеризуются неодинаковой мощностью, обычно не более 5м, в отдельных случаях на склонах до 6-10 м. При дополнительных нагрузках (3 кг/см$^2$) отмечаются лишь незначительные просадочные свойства, при этом вниз по разрезу такие свойства резко уменьшаются. Суммарные величины просадки распространенных здесь пылеватых суглинков и супесей колеблется в пределах 5-15 см. Значения просадки при нагрузках 3 кг/см$^2$порядка 0,01-0,02, при нагрузках 2 кг/см$^2$ и менее – 0,01 и зачастую приближается к 0. Лессовые отложения, способные давать значительные просадочные деформации при дополнительных нагрузках, выделяются в пределах восточной части Оршанско-Могилевско-Мстиславского и Минско-Дзержинского массива. Наиболее мощные толщи некоторых разностей лессовых отложения обладают способностью при избыточном увлажнении давать просадки под действием собственного веса.

Лессовые отложения Беларуси залегают на элювиально-делювиальных образованиях, на морене, на флювиогляциальных отложениях и на аллювиальных отложениях высоких речных террас. Наиболее мощные и однородные толщи встречены на востоке, на юге и в центральной части Беларуси, где их мощность может достигать 10-13 м, изредка до 15 м.

К.И. Лукашев и В.В. Стецко (1958) выделяют семь основных районов распространения лессов и лессовидных пород (рис. 8.5).

Поверхность лессовых аккумуляций характеризуется довольно густой овражно-балочной сетью, тяготеющей к речным долинам и водно-ледниковым ложбинам, на возвышенных участках встречаются блюдцевые суффозионные западины.

Классификации лессовых отложений предлагались многими учеными, в том числе белорусскими исследователями – К.И. Лукашевым (Лукашев, 1969) и В.М. Мотузом (Мотуз, 1972). Большинство генетических классификаций учитывает геологические агенты, непосредственно формировавшие лессовые породы. Во всех классификациях в той или иной мере учитываются условия седиментации и эпигенеза. Наиболее полной в этом плане является

классификация Н.И. Кригера (1965), который считает, что лессовые отложения могут формироваться за счет эоловых, делювиальных, пролювиальных, аллювиальных, флювиогляциальных, солифлюкционных, гравитационных, педогенетических и элювиальных образований. Однако использование схемы Н.И. Кригера в прикладных целях из-за ее сложности представляется непростой задачей.

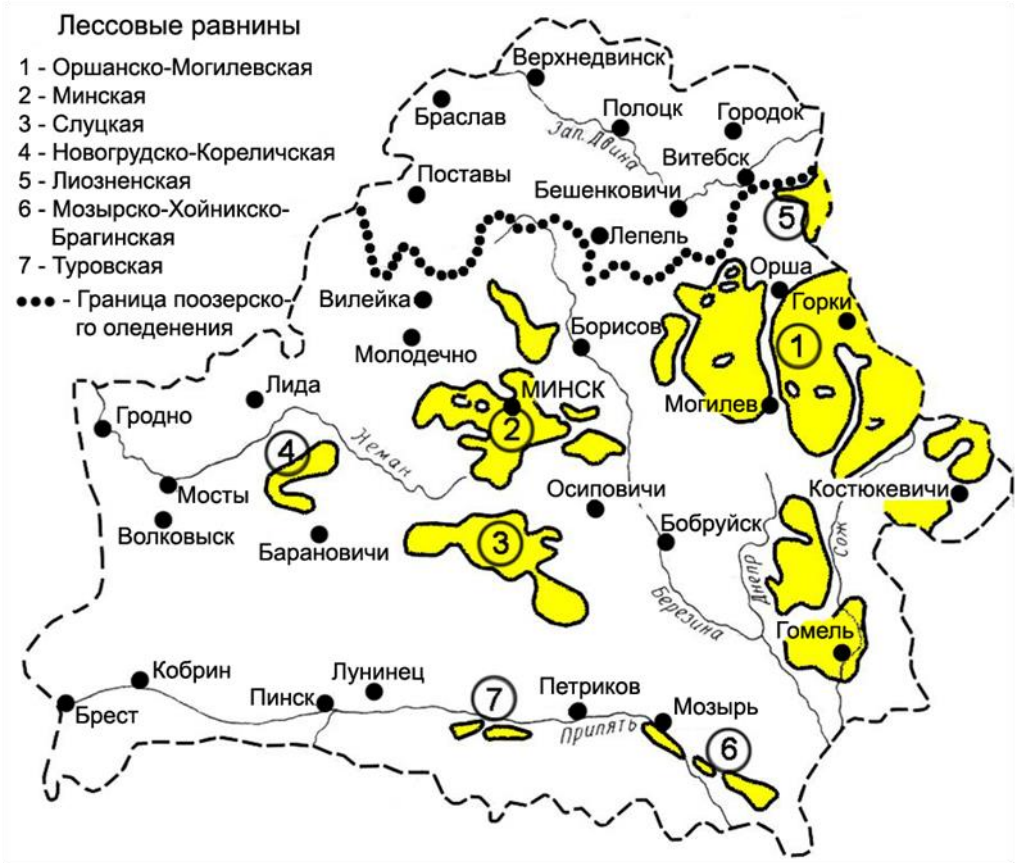



Рис. 8.5. Карта-схема основных районов распространения лессов и лессовидных отложений (Лукашев, Стецко, 1958)

Исходя из факта различия лессов и лессовидных отложений разных районов Беларуси, неоднородности строения, состава и учитывая повышенную способность лессов к переотложению, на наш взгляд, целесообразно выделение группы фаций типичных лессов, навеенных ветром, и группы фаций лессовидных отложений, образовавшихся в результате склонового переотложения типичных лессов.

### 8.2.1. Группа фаций типичных лессов

К типичным лессам относятсяоднородные, обычно неслоистые, пористые, слегка сцементированные, мергелистые или суглинистые покровные отложения, иногда с погребенными почвами. Состоят из зерен алевритовой размерности с подчинённым участием частиц мелкой песчаной и глинистой фракций. Цвет лёссов – палевый, светло-желтый и желто-коричневый. Типичный лесс не имеет выраженной слоистости и обладает

свойством сохранять в карьерах и естественных обнажениях почти вертикальные стенки (столбчатая отдельность).

Лёссы характеризуются просадочными свойствами. Эти отложения формировались в результате ветрового переноса захваченного материала разного генезиса. Основное время накопления материала типичных лессов совпадало с пленигляциалом – самым холодным отрезком последнего оледенения. Во время интерстадиальных потеплений, имевших место в пленигляциале, особенно в среднепоозерском мегаинтерстадиале, лессонакопление уменьшалось или затухало. На смену ему приходили процессы плоскостного и делювиального смыва, приводившие к формированию почв и частично лессовидных отложений (вторичных лесов). Типичные лессы характеризуются наличием, изредка преобладаниеми дисперсных карбонатов, равномерной рассеянностью их в толще, значительной примесью глинистых частиц, полиминеральностью коллоидно-дисперсной части, наличием малоустойчивых минералов (апатит, пироксен и др.), отсутствиеслоистости, высокой пористостью с неправильно округленными, чечевицеобразными и удлиненными формами сечения пор.

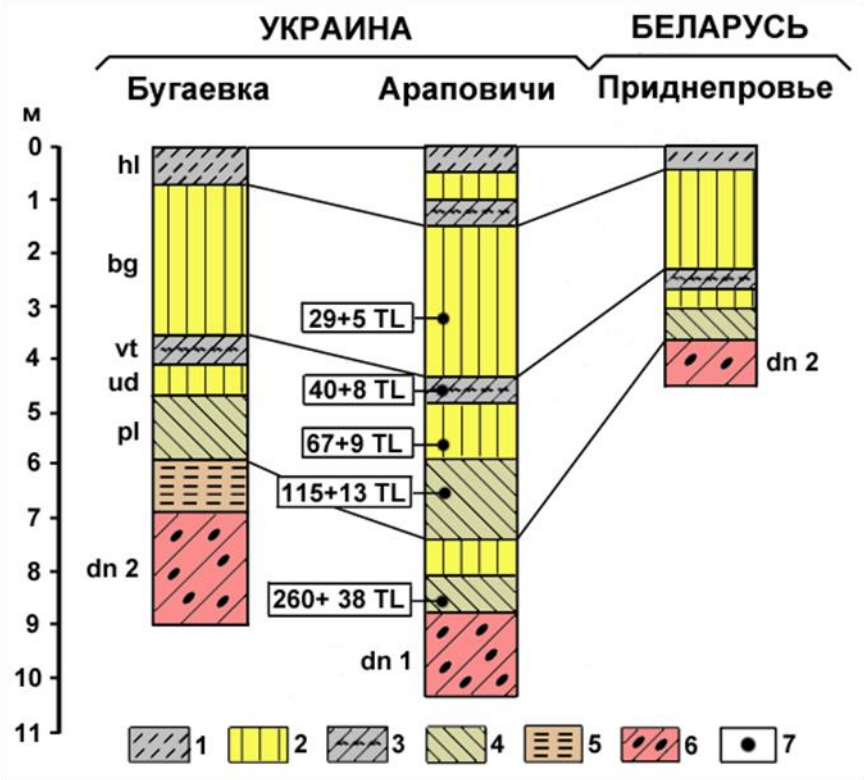



Рис. 8.6. Корреляция избранных лессовых профилей Беларуси и Украины (Chlebowski i in., 2007).

Литологические обозначения: 1 – современная почва, 2 – лесс, 3 – погребенная (интерстадиальная) почва, 4 – погребенная (интергляциальная) почва, 5 – лессовидная супесь, 6 – морена, 7 – место отбора проб на термолюминесцентный анализ. Индексы разновозрастных горизонтов: dn 1 – днепровский сожский), kd – кайдакский, ts – тясминский, db 2 – днепрвский, pl – прилукский, ud – удайский, vt – витачевский, bg – бугский, hl – голоценовый

Как правило, между подстилающими отложениями и лессами прослеживается четкая граница. Важным признаком следует считать развитие погребенных почв в толще таких лессов. Генезис лессов следует рассматривать во взаимосвязи со стратиграфией. Это позволяет устанавливать пространственно-временные закономерности формирования лессовой толщи и соотношения почвенно-лессовых горизонтов. В качестве примера укажем на строение лессов территории Беларуси и Украины (рис. 8.6). Согласно корреляционным построениям почвенно-лессовая толща Беларуси соответствует бугскому, витачевскому и удайскому стратиграфическим горизонтам Украины. Термолюминесцентные датировки, выполненные по разрезу Араповичи, позволяют сопоставить бугский лесс Украины с двинским, а удайский – с ловатским подгоризонтами Беларуси.

Особо следует отметить включения в лессах в виде раковин моллюсков. Они содержатся только в карбонатных лессах. Почти исключительно раковины принадлежат наземным моллюскам. Более того, в четвертичное время некоторые их них приобрели экологическую специализацию, связанную с обитанием в лессовых грунтах. Так как наземные моллюски обладают ничтожной способностью передвижения, они с самого начала своей жизни тесно связаны с поверхностными грунтами. Одним из наиболее благоприятных грунтов для них являются лессы, так как они водопроницаемы, содержат $CaCO_3$, отличаются значительной темплоемкостью и рыхлостью. Благодаря рыхлости лессов, улитки легко проникают в них и, таким образом, могут укрываться от губительного для них непосредственного действия солнечных лучей, ветров, зимнего холода, атмосферных осадков. Тепло и влагу моллюски могут принимать не непосредственно, а только через посредство грунтов и почв, которые для них, таким образом, является «аккумулятором и трансформатором тепла и влаги» (Geyer,1927).Значительные области распространения лессов по наблюдениям И.В. Даниловского (1955) лишены раковин моллюсков. Иногда эти раковины беспорядочно рассеяны в их толще, а внекоторых пунктах обнаруживаются внезапно целыми колониями. Характерными видами лессовых моллюсков являются: *Pupilla loessica* Ložek, *Vertigo parcedentata* Sandberger, *Vallonla tenuilabris* A. Braun, *Columella columella* Martens. Их постоянными спутниками оказываются стратиграфически нейтральные, географически широко распространенные и хорошо приспособляющиеся главным образом старые плиоценовые формы. Все эти моллюски эвригромны, т. е., будучи гидрофильными, нетребуют для своей жизни определенной степени влажности, и потому распространены как во влажных, так и в относительно сухих местах. Непостоянными спутниками лёссовых моллюсков являются обычные влаголюбивые виды. В состав лессовой фауны входят также и некоторые пресноводные моллюски, способные обитать в мелких, временных, пересыхающих водоемов (лужах), образующихся в понижениях рельефа или в небольших западниках и способные долгое время выносить их пересыхание. Из пресноводных видов наиболееприспособленным оказался

моллюск *Gyraulus laevis (Alder).* Наибольшего внимания в лессовой фауне заслуживает самый характерный вид *Pupilla loessica* Ložek (рис. 8.7).



Рис. 8.7. *Pupilla loessica* Ložek. Размер раковины 3,1×1,71 мм

Раковины этого моллюска часто встречаются в лессах. Так, их доля в лессах разреза Приднепровье близ Орши достигает 98,2%. *P. loessica* Ložek считается вымершим видом с конца последнего оледенения – он так и не смог приспособится к жизни в другой среде кроме лессов.

### 8.2.2. Группа фаций лессовидных отложений

Лессовидные отложения – это переотложенные вниз по склону типичные лессы. Они представляют собой осадочные горные породы, внешне напоминающие лёсс и по составу относящиеся к лессовидным суглинкам и лессовидным супесям. Они отличаются от типичного лесса наличием слоистости и прослоев и линз песка и песчано-гравийного материала, свидетельствующих об активизации склоновых процессов или о ливневом характере атмосферных осадков. Лессовидные отложения обладают более глинистым составом по сравнению с типичными лессами. Они содержат раковины пресноводных моллюсков, свидетельствующие об участии воды в накоплении отложений. В центральной и северной частях Восточно-Европейской равнины лессовидные отложения известны под названием «покровные суглинки» или «покровные отложения». На территории Беларуси приурочены к склонам возвышенностей, часто встречаются в пределах Белорусской гряды. Но наибольшие массивы лессовидных отложений сформировались на востоке страны на склонах Оршанской возвышенности и Горецко-Мстиславской возвышенной равнины. Они легко размываются дождями, поэтому в придолинной части крупных рек образуются овраги и балки. Накопление лессовидных отложений, начавшееся с момента образования типичных (первичных) лессов в пленигляциале поозерского оледенения, продолжалось почти постоянно (со стадиальными перерывами, когда преобладал процесс накопления типичных лессов) по мере нарастания толщи лессов на возвышенных участках. В отличие от первичных лессов лессовидные отложения продолжали формироваться и в послеледниковое время. Свидетельством этому является погребение голоценовых торфяников на Новогрудской возвышенности под слоем лессовидных отложений. Так, у Новых Рутковичей в Городищенском овраге, а также в Тимошковичской

балке голоценовые органогенные отложения, принимаемые ранее за так называемые «рутковичские межледниковые отложения», поскольку были найдены под лессовидными отложениями, представляют собой средне- и позднеголоценовые балочные гидроморфные почвы и торфяники с радиоуглеродным возрастом от 4200±60 до 1720±170 лет (Вознячук, 1985).

**Фация делювиальных лессовидных отложений.** Накопленный воздушным путем материал в дальнейшем мог подвергаться воздействию делювиальных процессов и формированию склоновых отложений в виде делювиальных лессовидных отложений. Эти отложения слагают, в основном, средние и нижние части склонов, холмов, гряд, в то время как их вершины могут быть лишены лессового покрова. Делювиальные лессовидные отложения широко распространены в пределах Оршанско-Могилевско-Мстиславского и Минско-Дзержинского возвышенных массивов. Представлены делювиальные лессовидные породы, чаще всего, суглинками и супесями с характерным и для типичных лессов желтым, палево-желтым, иногда желто-бурым цветем (рис. 8.8).



Рис. 8.8. Лессовидные суглинки в микрорайоне Дружба, Минск

Они, как правило, не потеряли вертикальную микро- и макропористость, вертикальную глыбовую отдельность, однородность состава с преобладанием алевритового материала. В период накопления таких образований существенное влияние оказывали процессы выветривания и почвообразования, что и обусловило отсутствие свободных карбонатов. Роль делювиального фактора была значительной на крутых склонах. Лессовидные породы в этих случаях интенсивно сносились в нижние части склонов, увеличивали мощности и поэтому накапливались преимущественно по периферии возвышенностей, где достигали мощности до 10 м.

В делювиальных лессовидных породах размеры обломочного материала находятся в прямой зависимости от изменения высоты и уменьшаются в соответствии с уменьшением крутизны склонов, а также отверхних частей склонов к нижним. Однако в некоторых случаях прослеживается увеличение песчанистости от более высоких отметок к более низким, в том числе к долинам рек.

Для всей лессовидной толщи характерна типичная делювиальная слоистостьразной степени выраженности. Направление слоистости совпадает с углами наклона склонов и обусловлено чередованием тонких выклинивающихся на коротком расстоянии прослойков кластогенного материала различного механического состава. В толще часто прослеживаются прослои и линзы песчаного, песчано-гравийного и супесчаного материала. В нижних частях содержание песчаных фракций увеличивается до 15-20% и более. Иногда встречаются скопления перенесенного гумуса в виде тонких слойков или недоразвитых погребенных почв.

У подножия склонов под делювиальными лессоподобными образованиями располагаются примитивные почвы с общей мощностью почвенного профиля не более 1 м. В средней части склона суммарная мощность погребенных почв может достигать трех и более метров.

Признаками деллювиальных лессоподобных отложений следует считать сравнительно равномерные следы вторичных изменений на зернах минералов, появление в составе тяжелой фракции частиц с диаметром 0,1-0,25 мм, а в легкой – с размерами от одного до десяти миллиметров, наличие во фракциях 0,01-0,001 мм халцедона и кварца, образовавшихся за счет раскристаллизации биогенного и хемогенного опала.

# Глава 9. **БИОГЕННЫЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД**

## 9.1. Фитогенный тип отложений

Генетический тип фитогенные отложения образовался в болотах разного типа из скопления растительных остатков (рис. 9.1). В четвертичной толще к ним относятся торфы, а также заключенные в осадках остатки древесины, животных, например, насекомых. Частично фитогенное происхождение имеют гиттии, а также сапропели и сапропелиты. Гиттии почти всегда сменяются вверх по разрезу органогенных отложений торфом или торфянистой гиттией. Эти образования тесно связаны между собой серией переходов. Поэтому в фитогенном генетическом типе рационально различать болотные и озерно-болотные отложения. В отличие от гиттии сапропели и их уплотненные аналоги сапропелиты, не переходят в торф. Это преимущественно озерные отложения.

В состав болотных отложений входят и минеральные вещества, поступающие с прилегающей к болоту территории неорганических соединений. Из подземных вод в болото поступают железистые, карбонатные и фосфатные минералы, часто в виде стяжений.



Рис.9.1. Лесное болото в южной Беларуси

Болотные процессы играют ведущую роль в заболачивании почв и в зарастании и заторфовывании водоемов. Важной причиной заболачивания является избыточная увлажненность, проявляющаяся в застое воды на выровненных участках рельефа, за счет натечных склоновых вод (в том числе различных плоскостных и родниковых), а также высоких грунтовых вод. Превышение количества осадков над испарением, застой воды и недостаточный сток в период вегетации приводит к заселению таких участков травами, мхами, кустарниками, способными переносить длительное или

постоянное обводнение. Для болотообразовательного процесса требуется наличие водоупорных подстилающих отложений в пределах плоской или котловинообразной поверхности, определенная степень обводненности и химизм среды, наличие минеральных компонентов, присутствие органического вещества, из которого образуется торф.

Заболачивание связано с определенной стадией подзолообразовательного процесса и начинается с попадания отмирающих растений в анаэробные (бескислородные) или полуанаэробные условия в насыщенных застойной влагой верхних горизонтах почвы. В этих условиях разложение органических остатков задерживается, происходит неполное разложение их микроорганизмами, они не успевают полностью минерализоваться за вегетационный период. В результате происходит ежегодная аккумуляция полуразложившейся органической массы. Образование торфа шло и идет постоянно.

Термин «болото» многозначен. В зарубежных странах заболоченные земли имеют свои определенные «народные» названия (табл. 9.1).

Таблица 9.1

Заболоченные земли и их отложения в зарубежных странах

| | |
|---|---|
| Bog – Трясина | Торф из мхов. Питание атмосферными осадками; кислая вода, мало минеральных веществ. |
| Fen – Болото | Торфяное болото с осокой, тростником, кустарником или под лесом. Питание поверхностными и/или грунтовыми водами; умеренное до высокого содержание питательных веществ. |
| Mire – Болото | Термин, используемый в Европе - любой тип болот с торфом. |
| Marsh – Болото | Постоянный или периодически заливаемый водой участок (торф + сапропель), богатый питательными веществами. |
| Playa – Плейас | Мелкие, эфемерные водоемы с сезонными изменениями в условиях от семиаридного до аридного климата. |
| Slough – Топь | Заболачиваемые русла рек или мелких озер. Вода застойная или медленно течет при паводках. Синоним - рукав реки. |
| Swamp – Болото | Заболоченная территория под лесом, кустарником или тростником. Питание грунтовыми водами богатыми минеральными веществами. |
| Wet meadow – Влажный луг | Заболоченный луг, участок прерии или саванны; без постоянного водоема в течение большей части года. |
| Open water – Открытая вода | Обычно постоянный водоем на заболоченных землях, вблизи озер и рек. Типичным является развитие погруженных макрофитов. |

Однако в любом случае к болотам относят избыточно увлажненные участки земной поверхности, для которых характерно появление гидрофильной растительности и развитие специфических болотных процессов с аккумуляцией в верхних горизонтах неразложившихся

растительных остатков в смеси с привнесенными минеральными частицами, и формирование торфа. В некоторых случаях своеобразие болотно-почвенных процессов приводит к илообразованию или оглеению, в других – к формированию органо-минеральных накоплений. Встречаются также болота пойменного типа, которые формируются на участках рек, где преобладает аккумуляция, и дно реки находится в процессе повышения.

Решением Всесоюзной конференции по торфяному кадастру (1934) рекомендовано относить к болотам избыточного увлажненные площади, покрытые слоем торфа мощностью не менее 30 см в неосушенном виде и до 20 см в осушенном состоянии. По Н.Ф. Реймерсу (1980, 1990) при слое влажного торфа в 30 см участок суши считается болотом, в случае, когда мощность торфа составляет менее 30 см, участок относится к заболоченным землям. Заболоченными землями также считаются такие участки, в пределах которых корни основной массы растительности прорастают через массу торфа и достигают подстилающего минерального грунта. Общая площадь болот суши составляет 2,1% территориизеного шара (Реймерс, 1990), на торфяные залежи приходится примерно 0,8% суши (Ковалев, 1985).

В составе фитогенных отложений выделяются две группы фаций – болотная и озерно-болотная.

### 9.1.1. Группа фаций торфа

Торф как типичное болотное образование представляет собой органогенный осадок, возникший в процессе естественного отмирания и неполного распада болотных растений в условиях избыточного увлажнения и затрудненного доступа воздуха (рис. 9.2). Торф – продукт первой стадии углеобразовательного процесса. Встречается в виде залежей, называемых торфяниками. С.Н. Тюремнов (1976) определяет торфяное месторождение как «геологическое образование, состоящее из напластований видов торфа и характеризующиеся в своих естественных границах избыточным увлажнением и специфическим растительным покровом». Это научное понятие стало общепризнанным.

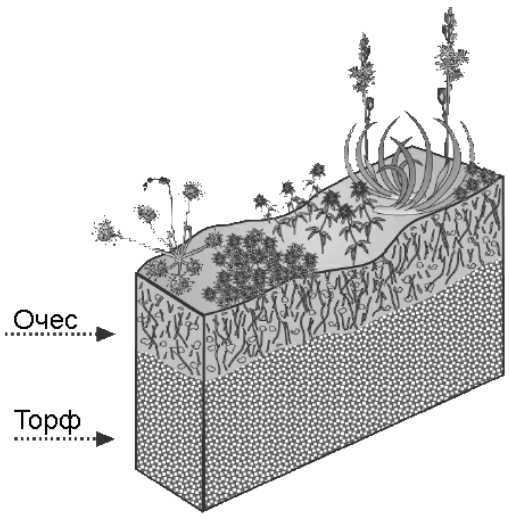


Рис. 9.2. Формирующийся торфяник

Верхняя часть формирующегося торфяника состоит из двух слоев. Верхний, очень неглубокий, известен под названием очес и состоит из живых растений. Мощность его не более 30 см. Вся остальная масса торфяника, залегающая под очесом, называется торфом.

В четвертичной толще помимоформирующихся торфяников встречаются погребенные торфяники, утратившие значительную часть своей мощности в процессе седиментогенеза. Они характерны, в основном, для

межледниковых эпох плейстоцена. На территории Беларуси обнаруживаются прослои мощностью до 2-3 м и более. В торфе прекрасно сохраняется пыльца и споры растений, синхронные времени накопления торфа. Это дает возможность диагностировать по ним роды и виды растений. Последовательность кульминации древесных пород вместе с выявлением характерных представителей того или иного межледникового периода позволяют восстанавливать смену фитоценозов и таким образом определять время формирования торфа. На рис. 9.3 приведена спорово-пыльцевая диаграмма, построенная по погребенному торфу стратотипа муравинского межледниковья – разреза Главный овраг у д. Мурава Борисовского района Минской области.

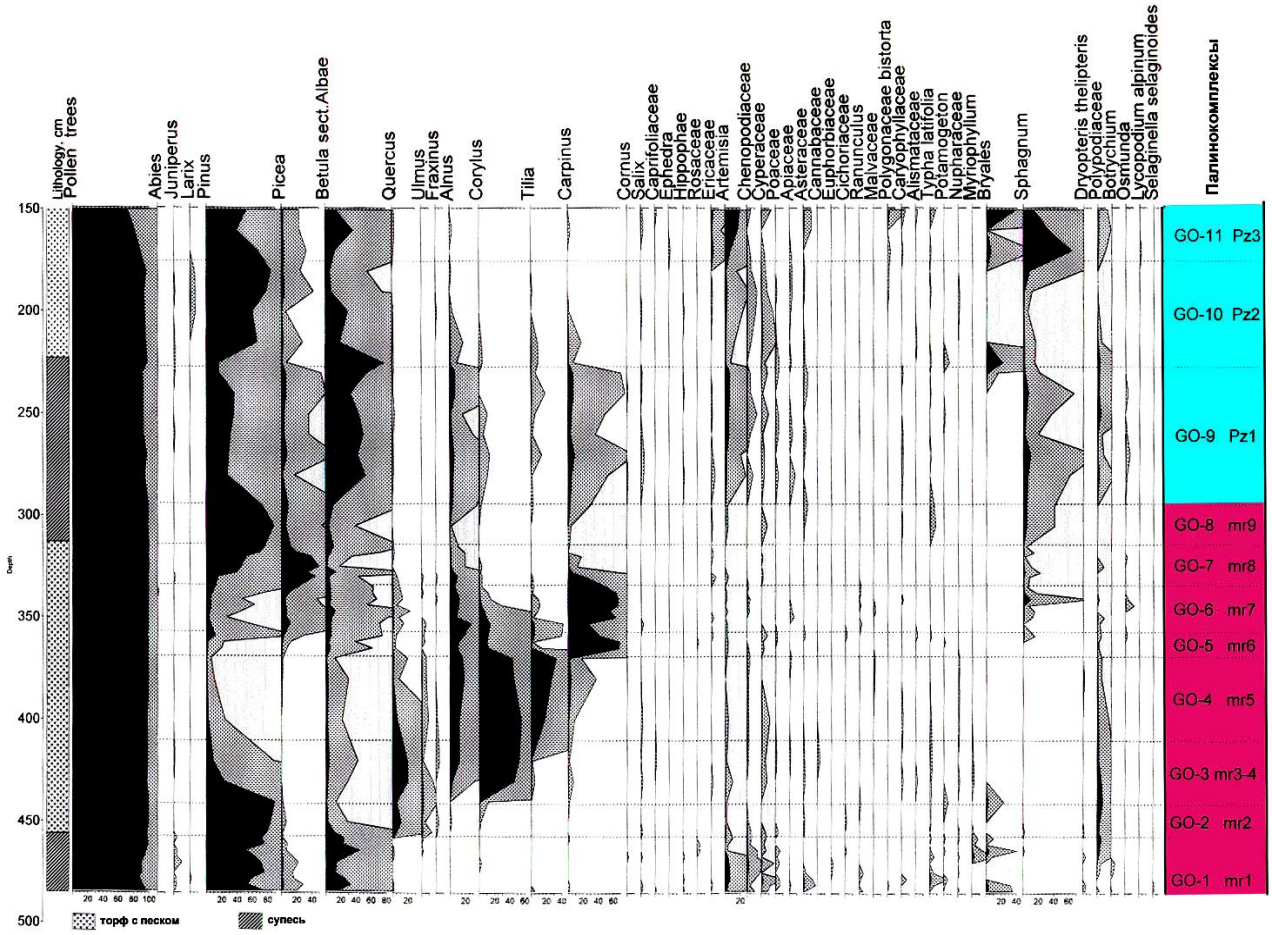



Рис. 9.3. Спорово-пыльцевая диаграмма муравинского межледникового торфа в разрезе Мурава (Главный овраг). Анализ И.Е. Савченко

Средняя скорость прироста торфяной массы в 1 м происходит за однутысячу лет или 1 мм в год. В естественном состоянии торф обладает однородной массой черного или бурого цвета с влажностью до 85-95%. Сухое вещество торфа представляет собой сочетание остатков неполностью разложившихся растений, а также растений, утративших свою клеточную структуру и преобразованных в аморфный гумус темного цвета. Доля разложившейся массы гумуса в общем объеме торфа характеризует степень

его разложения. Степень разложения торфа считается низкой, если содержание аморфного гумуса составляет 25% и менее, высокой – 35% и более. В составе торфа на сухое вещество может приходиться до 50% так называемых зольных, или минеральных и несгорающих компонентов. Торф верхового типа, с бедным минеральным питанием, отличается низкой зольностью (не более 5%) и мало отличается от зольности торфообразующих растений. Для низинных торфов зольность составляет 12% и более. Это обусловлено более высоким содержанием минеральных веществ (золы) в осоках (8-10%), хвощах (до 17%), других растениях, а также их минеральных веществ с грунтовыми водами.

Некоторая часть торфяников возникает при обмелении и зарастании озер и старичных водоемов. Зарастанию и заторфовыванию подвергаются водоемы с застойной или медленно текущей водой. Зарастанию обычно предшествует накоплению специфического донного осадка – сапропеля (гнилого ила), который вначале служит пищей и средой обитания донных микроорганизмов и животных. Новые пласты пелогена (поверхностного, разжиженного слоя сапропеля), с присущимиему разнообразными микробиологическими и биохимическими процессами, приводят к обмелению водоема. В нем поселяются роголистники, рдесты, а впоследствии кувшинки с плавающими листьями, камыш, тростник.

В донных отложениях начинают преобладать остатки растений, что приводит к формированию гиттии. Озеро интенсивно зарастает, вплоть до небольших участков открытой воды, которые впоследствии полностью покрываются осокой. Водоем превращается в низинное, а впоследствии в переходное и верховое болото.

Нередко озера зарастают с поверхности. Тогда водная часть покрывается сплавинным ковром, который состоит из древесных и растительных остатков, зарастает мхами. Такие зыбкие сплавины или зыбуны могут достигать мощности 0,5-1,0 м и более. Накапливающиеся на дне сапропели и сапропелевый торф, нарастающие сплавины от берегов к центру озера постепенно сокращают площадь зеркала водыу. Поверхностное зарастание присуще озерам с небольшим подтоком грунтовых вод. Формирующиеся в таких условиях болота относятся к переходному типу, которые в дальнейшем развитии могут преобразоваться в верховые.

Значительное количество озер Беларуси отличается тесной связью с болотами. Болота довольно широко представлены на водосборах, тяготеют к самим озерным водоемам. Зачастую заболоченность озерных водосборов составляет 10-30%. Так, заболоченность водосборов крупных низинных торфяников на территории Полесья более 40%. Средняя мощность современных торфяников Беларуси составляет примерно 1,9 м.

В зависимости от атмосферных осадков, величин солнечной радиации, геоморфологических факторов, биологической продуктивности ландшафтов, геологических условий и особенностей минерального питания развилось несколько направлений классифицирования торфяных залежей –

биогеноценотическое, эколого-фитоценотическое, геоморфологическое, ландшафтное, ботанико-географическое и др. (Брадис, 1974).

По С.Н. Тюремнову и Е.А. Виноградовой (1953), «.. торфяная залежь – это продукт разложения растительного покрова в различных условиях водно-минерального питания, который определяется геоморфологическими особенностями и климатическими условиями». Фактор различия питания в неодинаковых геоморфологических обстановках приводил к неодинаковому развитию и строению торфяных залежей. Именно поэтомумногими исследователями предпринимались усилияпо классификации торфяных залежей и болот в зависимости от своеобразия рельефа. В классификации предложенной С.Н. Тюремновым и Е.А. Виноградовой (1953) торфяные месторождения разделялись на пойменные, террасовые, моренных водосборов и иного залегания.

С учетом специфических условий и своеобразия рельефа А.П. Пидопличко (1961) предложил геоморфологическую классификацию торфяных залежей Беларуси. В этой классификации предусматривается разделение месторождений на водораздельные, древних террас и пойменного залегания, которые, в свою очередь, подразделяются на подтипы. Геоморфологическая классификация залежей торфа оказалась сложной, требующей унификации, а некоторых случаях и детализации. Исследования в данном направлении требуют продолжения.

Таблица 9.2

Классификация типов торфа пресноводных озерных и лесолуговых болот (Лукашев, 1971)

| Зольность средняя, % | Подтип | Лесной | Лесотопяной | | Топяной | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Группа | Древесная | Древесно-травянистая | Древесно-моховая | Травяная | Травяно-моховая | Моховая |
| | Тип | Виды (фации) | | | | | |
| 6–18 | Низинный | Ольховый; березовый; еловый; сосновый; низинный; ивовый | Древесно-тростниковый; древесно-осоковый | Древесно-гипновый; древесно-сфагновый | Хвощовый; тростниковый; осоковый; вахтовый; шейхцериевый низинный | Осоково-гипновый; осоково-сфагновый | Гипновый сфагновый, низинный |
| 4–6 | Переходный | Древесный переходный | Древесно-осоковый переходный | Древесно-сфагновый переходный | Осоковый переходный; шейхцериевый переходный | Осоково-сфагновый переходный | Гипновый переходный; сфагновый переходный |
| 2–4 | Верховой | Сосновый верховой | Сосново-пушицевый | Сосново-сфагновый | Пушицевый; шейхцериевый | Пушицево-сфагновый; шейхцериево-сфагновый | Медиум-торф; фускум-торф; комплексный верховой; сфагновый мочажинный |
| Влажность средняя, % | | 87 | 88,5 | 89,5 | 91,3 | 91,5 | 92 |
| Степень разложения средняя, % | | 52 | 44 | 38 | 37 | 32 | 20 |

Наиболее широкое распространение получила эколого-фитоценотическая классификация, которую совершенствовали В.С. Доктуровский (1934), В.Н. Сукачев (1973), Н.Я. Кац (1971), К.И. Лукашев (19710 (табл. 9.2) и др. В соответствии с этой классификацией болота и торфяные месторождения подразделяются на низинные (эвтрофные) с грунтовым питанием, верховые (олиготрофные) с атмосферным питанием и переходные (мезотрофные).

С учетом изложенного, в генетической классификации четвертичных отложений предлагается выделение фаций торфа верховых, переходных и низинных болот.

**Фация низинного торфа.** Низинная разновидность торфа тяготеет к низменным участкам, низким поймам рек, местам бывших озер и переувлажненных равнин. Грунтовые речные и поверхностные воды приносят много минеральных веществ (200-400 мг/л, иногда более), нередко низовые болота заиливаются поводковыми водами и материалом со склонов более высоких террас и водоразделов и поэтому зольность их торфа наиболее высокая среди торфов всех разновидностей болот. Здесь преобладает растительность эвтрофного типа. Основные торфообразователи – береза, ольха, ива, ель, хвощи, папоротники, тростник, осоки, а также гипновые (зеленые мхи) и некоторые виды сфагновых мхов. Из минералов в торфяниках низинного типа встречаются вивианиты, фосфатизированные железистые охры, их марганцовистые разности, кальцит, сидерит и сульфиды железа.

На низинные приходится 82,7% общей площади болот (Тановицкий, l983). Они встречаются повсеместно и сравнительно равномерно распространены на территории Беларуси, за исключением Полесья, где значительные площади заняты мелкозалежными болотными участками. Расположены они обычно в понижениях рельефа, в бессточных или слабосточных котловинах, в поймах рек, по берегам озер. Низинные болота обычно имеют плоскую поверхность, изредка слегка вогнутую. Питание происходит за счет грунтовых и речных жестких (минерализованных) и богатых карбонатным и зольным материалом вод, так и за счет атмосферных осадков. Торфяники низинного типа обладают более высокими фильтрационными свойствами и водоотдачей по сравнению с месторождениями верхового типа.

Растительность низинных болот в зависимости от обводненности и обеспеченности минеральным питанием создает значительное разнообразие фитоценозов. Они бывают лесными, травяно-кустарниковыми, травяными и травяно-моховыми. Наиболее типичными представителями растительных ассоциаций являются ольшаники, березняки, ельники, низинныесоснякис осоками, тростниками, хвощами, различными злаками, а также гипновым и сфагновым мхами. Они продуцируют торф. В нижней части торфяной залежи обычно представлены более разложившиеся, уплотненные и темноокрашенные разности, в верхней части – более рыхлые, буровато-коричневые. Мощность торфа в среднем 2-3 м, на отдельных крупных

месторождениях до 5-6 м. Степень разложения торфа высокая и составляет 30-40%. Торф низинных болот, в сравнении с торфом верховых болот обладает зольностью, составляющей 8-15% до 30%. Кислотность торфа (pH) около 5. По данным А.П. Пидопличко (1961) низинный торф отличается повышенным содержанием CaO, меньшей влагоемкостью и кислотностью. Пойменные торфяники отличаются высоким содержанием илистых и глинистых частиц, поставляющих паводковыми водами.

**Фация верхового торфа.** Верховые виды торфа большей частью формируются на приподнятых местах, на водоразделах, высоких террасах, склонах. Торфяники питаются исключительно за счет атмосферных осадков, содержащих небольшое количество растворенных минеральных солей. Отсюда невысокая зольность торфа. Основные растения-торфообразователи – мелкий кустарник, вереск, богульник, пушица, клюква, низкорослая сосна и особенно сфагновые (белые) мхи (рис. 9.4).



Рис. 9.4. Верховое болото Красный Бор в Белорусском Поозерье

Верховые болота занимают 13,1% площади от площади всех болот. Из них более 70% сосредоточено в северной части Беларуси (Тановицкий, 1983). Широкое распространение такие болота имеют также в пределах Центральноберезинской равнины, на западе страны и других местах. Залегают они на водораздельных плато, высоких речных террасах и других местах, не заливаемых полой водой, с ослабленным или полным отсутствием подтоков подземных вод. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков бедных минеральными солями. Болота имеют выраженную выпуклость поверхности, с превышением центра над периферией до 2-4 м.

Слабая обводненность, застойность вод, своеобразное питание, бедность минеральными солями приводит к ограниченному набору и своеобразию соответствующей растительности. Наиболее типичными фитоценозами здесь являются сосново-кустарниковые, сосново-кустарниково-сфагновые и фускум-комплексы, отличающиеся низкой степенью разложения, однородностью ботанического состава.

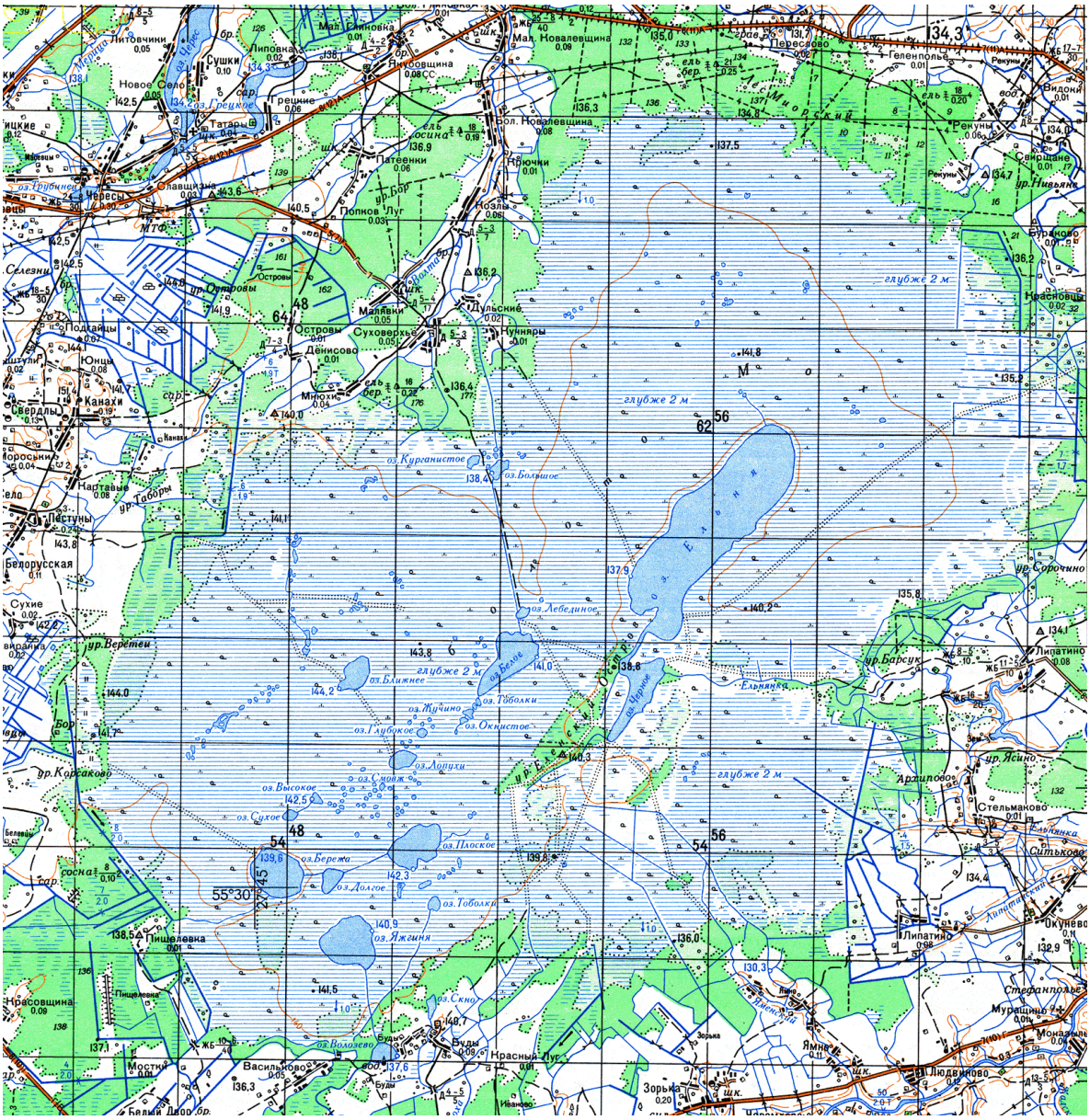
Довольно частыми являются пушициевые, сфагновые, шейхцериево-сфагновые растительные ассоциации. Мощность торфа значительная и нередко составляет 3-5 м, иногда достигает 9-11 м. Втолще чередуются горизонты низинного, переходного и верхового типов. Нижняя часть торфяного разреза представлена средне-и хорошо разложившимися разностями, изредка фацией типичного низинного торфа. Для верхних горизонтов более характеры слаборазложившиеся, нередко почти сфагновые разновидности. Степень разложения торфа слабая (5-20%), зольность низкая (1,5-5%), кислотность (pH) высокая (до 3,6). Торф верховых болот характеризуется высокой калорийностью и большой влагоемкостью. По данным А.П. Пидопличко (1961) верховой торф отличается низкими содержаниями CaO и $Fe_2O_3$. Все верховые торфа, за исключением шейхцериевого, содержат в 2-3 раза меньше азота, чем низинные.

**Фация переходного торфа.** Фация переходного торфа занимают промежуточное положение между низинным и верховым. На долю переходных торфяников, в которых преобладает переходный торф, в Беларуси приходится 4,2% площади (Тановицкий, 1983). Располагаются они на самых разных элементах рельефа от водосборов до речных террас, обычно занимают пониженные участки, не заливаемые водой, иногда образуют окраинную зону верховых болот. Питание происходит как за счет атмосферных, так и за счет грунтовых мягких вод. В целом им свойственна значительная обводненность и слабая проточность. В профиле поверхности переходного торфяника отмечается слабая выпуклость центральной части. Переходным видам торфяников свойственна растительность как олиготрофного, так и эвтрофного типов. Это наименее требовательные к минеральному питанию фитоценозы эвтрофного типа, и наиболее требовательные растительные сообщества из олиготрофов. Переходные торфяники тяготеют к речным террасами другим формам рельефа.

Мезотрофиый тип растительности устанавливается по наличию как олиготрофных, так иэвтрофных видов растений, произрастающих в единой растительной ассоциации и связанных взаимными переходами. Наиболее типичными здесь являются лесо-осоково-сфагновые и травяно-мохово-переходные фитоценозы. Переходные типы болот не всегда можно выделить достаточно уверенно, так как они часто представляют собой различные стадии единого сложного процесса болотообразования. В строении залежи обычно отмечается чередование разных фаций низинного, переходного и верхового торфа.

Одним из таких является болото Ельня – комплекс верховых и переходных болот с многочисленными озёрами, которые придают разнообразность однотонному ландшафту (рис. 9.5). Оно расположено на водоразделе речных бассейнов. Центральная его часть возвышается над периферийными участками на 7 метров. Глубина торфяных залежей в среднем составляет 3,8, а местами 8,3 метра. На территории болота насчитывается более 100 озер, которые представляют собой остатки

существовавшего когда-то одного большого озера. Основу водного питания болота составляют грунтовые воды и осадки.


оз.Курганистое
оз.Большое
оз.Лебединое
оз.Ближнее
оз.Тоболки
оз.Окнистое
оз.Лопухи
оз.Высокое
оз.Сухое
оз.Плоское
оз.Долгое
оз.Тоболки
оз.Ягодня
оз.Скно
оз.Волозево
оз.Белое
оз.Глубокое
оз.Мучино
оз.Смолж
оз.Березка
оз.Грешное
оз.Островы
оз.Грибное
55°30'
глубже 2 м
глубже 2 м
глубже 2 м
Ельня
Ельнянка
Остер
Ивица
Мерея
Пестуны
Белорусская
Суховерхье
Малявки
Дульские
Дёнисово
Мнюхи
Подкаймы
Юнцы
Канахи
Свердлы
Нартавые
Сухие
Селезни
Новое Село
Сушки
Липовка
Татарье
Славщизна
Чересы
Попков Луг
Козлы
Пятеенки
Ручьюки
Мал. Слиновка
Мал. Новалевщина
Бол. Новалевщина
Пересево
Гелеполье
Рекуны
Видоки
Свирщина
Бураново
Красновцы
Ур.Нивьяна
Ур.Сорочино
Ур.Барсук
Ур.Ясино
Ур.Веретеи
Ур.Корсаков
Ур.Табары
Ур.Острова
Ур.Бор
Ур.Бор
Ур.Бор

заболачивании озер (рис. 9.6). Количество органического материала в гиттии колеблется в широких пределах. Обычно в нижней части межледниковых органогенных отложений преобладает минеральная составляющая над органической. Кверху путем постепенных переходов количество органических остатков увеличивается, достигая 70-99%, и гиттия сменяется торфом. В нижних горизонтах органогенной залежи цвет гиттии серый, зеленовато-серый. По мере обогащения органикой цвет отложений меняется от темно-серого до коричневого и черного. Смена цвета обуславливает смену характерной для озерных отложений горизонтальной слоистости.

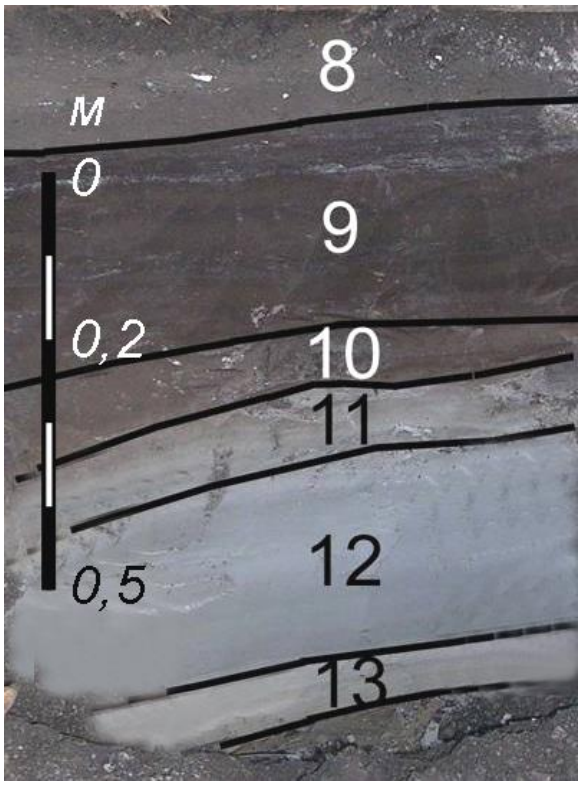



Рис. 9.6. Муравинские озерные отложения разреза Петровщина в Минске (Санько и др., 2009): 8-10 – гиттия, 11 – супесь, 12-13 - алеврит

В отличие от сапропеля гиттии содержатнеперегнившие или слабо перегнившие растительные остатки, в том числе стволы и ветки древесных растений, шишки хвойных пород, многочисленные семена и плоды древесных, водных и водно-болотных растений. Гиттии четвертичных отложений – неисчерпаемый источник ценнейшей палеонтологической информации.

## 9.2. Зоогенный тип отложений

Органогенные отложения, образованные в результате накопления организмов, рассматриваются как зоогенные (из животных остатков). К ним относятся скопления костей млекопитающих, раковин моллюсков (ракушечник) и других остатков животных. Зоогенные отложения в четвертичной толще Беларуси можно разделить на две группы фаций – по скоплению остатков позвоночных и беспозвоночных животных.

### 9.2.1. Группа фаций с остатками позвоночных животных

К позвоночным животным относятся рыбы, земноводные, пресмыкающиеся, птицы и млекопитающие. Остатки ископаемых позвоночных живитных, представлены, в основном, отдельными костями, зубами, а также их фрагментами. Скопления остатков позвоночных животных в составе четвертичных отложений чрезвычайно редки. По этим причинам видовой состав позвоночных животных плейстоцена Беларуси изучен неполно. В четвертичной толще чаще всего встречаются остатки млекопитающих. Скопления млекопитающих, главным образом, костей и бивней мамонта известны на палеолитических (например, Бердыж) и неолитических стоянках человека.

### 9.2.2. Группа фаций с остатками беспозвоночных животных

В группу беспозвоночных животных входят очень разные животные – от примитивных многоклеточных до высокоразвитых членистоногих, моллюсков, иглокожих и части хордовых. Их размеры варьируют от микроскопических до размеров пресноводных моллюсков, раковины которых достигают 20 см в четвертичных отложениях Беларуси. По сравнению с позвоночными остатки беспозвоночых животных можно считать многочисленными. Иногда они образуют скопления, приуроченные к карбонатным отложениям. Например, скопления раковин моллюсков наблюдаются в составе известновых туфов (рис. 9.7), озерного мергеля, русловых и старичных аллювиальных песках. Здесь они образуют так называемые ракушечники.



Рис. 9.7. Торфотуф в долине р. Птичь со скоплением раковин наземных моллюсков

# Глава 10. **ТЕХНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

Активная деятельность человека приводит к существенным преобразованиям поверхностной части литосферы, к изменениям форм рельефа земной поверхности и образованию отложений, называемых антропогенными, т.е. созданными человеком.

С момента появления *Homo sapiens* начинается его интенсивное воздействие на окружающую среду. С развитием человеческого общества, с увеличением численности населения от нескольких миллионов человек в начале неолита до более 7 млрд. человек в настоящее время, интенсивность влияния человека на рельеф и другие компоненты природы резко возросла и будет еще более усиливать свое влияние. По оценкам некоторых исследователей (Бондарев, 1974), воздействие человека в пределах распространения внеледниковых территорий суши, примерно такое же, как все экзогенные денудационные силы вместе взятые. Известно, что объем ежегодно перемещаемых земляных масс в результате инженерной деятельности человека приближается к количеству наносов, выносимых всеми реками земного шара.

Научные основы учения о геологической деятельности человека были заложены В.И. Вернадским, который ввел в научный лексикон понятие живое вещество – совокупность живых организмов. Человечество, как живое вещество, прямо, косвенно или непосредственно связано, с определенной геологической оболочкой Земли называемой биосферой. Основой биосферы В.И. Вернадский считал биогеохимические явления. Понятие биосферы введено в биологию Б.Ламарком, а в геологию Э.Зюссом. По мнению В.И. Вернадского (1994), биосфера представляет собой всю гидросферу до максимальных глубин океана, верхнюю часть литосферы до глубины встречаемости микроорганизмов (до 2-3 км и глубже) и нижнюю часть атмосферы (до верхней границы тропосферы). Основываясь на геохимических лекциях В.И. Вернадского о биогеохимической основе биосферы, француз палеонтолог Е.Ле-Руа, совместно с геологом, палеонтологом-эволюционистом Тейярд де Шарденом ввели понятие ноосферы, как современной стадии геологически переживаемой биосферой. В.И. Вернадскому удалось исследовать и показать геологическую деятельность человека, первоначально в рамках генетической минералогии и геохимии, позднеебиогеохимии и геохимии (Вернадский, 2001). В своей последней работе «Несколько слов о ноосфере» (1944), он более полно разработал учение о ноосфере. Было показано, что ноосфера является результатом слияния научной мысли и социальных отношений и представляет собой биосферу преобразованную человеком и его разумом. «В ней впервые человек становится крупнейшей геологической силой. Он может и должен перестраивать своим трудом и мыслью область своей жизни, перестраивать коренным образом по сравнению с тем, что было раньше. Ноосфера – последнее из многих состояний эволюции биосферы в геологической истории – состояние наших дней». Вместе с тем В.И.

Вернадский неоднократно отмечал, что проявление ноосферы может отмечаться также в совершенно новом и достаточно опасном геохимическом и биохимическом воздействии.

Ноосфера и происходящие в ней преобразования, обусловленные хозяйственной, военной и другими видами деятельности человека, представляет чрезвычайно трудный объект изучения. С одной стороны, это объясняется сложностью строения геологической среды и биосферы в целом, с другой – безграничным многообразием способов вмешательства в них человеческого общества.

А.Е. Ферсман ввел в науку понятие о техносфере и техногенезе (Ферсман, 1955). Он показал геологическую роль человека, влияющего на геохимические и минералогические процессы. В 1924 году он (Ферсман, 1924) отметил следующие важнейшие особенности техногенных геохимических процессов.

1. Геохимическая деятельность человека по своему масштабу делается соизмеримой с другими природными процессами в земной коре.

2. Деятельность эта в основе металлургических и химических процессов направлена в значительной части к накоплению веществ с большим запасом энергии, чем природные тела.

3. Деятельность человека направлена против естественно идущих геохимических реакций, с которыми она неизбежно вступает в конфликт.

4. Геохимическая деятельность человека подчиняется законам Кларка и периодическому закону Менделеева.

5. Человек постепенно втягивает в обиход промышленности все без исключения элементы земной коры.

6. Геохимическая деятельность человечества не ограничиваетсяпромышленной переработкой самих элементов земной коры, она перемежает их своей инженерной, культурной и общественной жизнью.

7. Сама деятельность человека регулируется геохимическими законами природы и в свою очередь оказывает воздействие на последнюю.

Основные воздействия человека на природу идут в направлении развития земледелия и пастбищного скотоводства, появлений дорог, строительства гидротехнических сооружений, создания военно-оборонительных сооружений, появления горно-добывающих и горно-геологических объектов и многое другое. Значительна роль антропогенного фактора в изменении экзогенных процессов в формировании рельефа страны и особенно речных долин. Многие реки либо были углублены, либо спрямлены и тем самым профили их изменены. Во времени постепенно изменялась и густота речной сети. В результате мелиоративных работ в реках увеличивается количество аллювия, изменяется продолжительность и характер половодья. Воздействие человека непосредственно отражается в активизации эоловых процессов, абразии и аккумуляции в береговых зонах рек и озерных водоемов, изменении уровня поверхностных и грунтовых вод.

Длительное и многоплановое воздействие человека на окружающую природу привело не только к созданию техносферы, но и к целому ряду

присущих ей законов и свойств. Важнейшими из них, по мнению Р.К. Баландина (1969), являются:

1. Техносфера Земли появилась в процессе эволюции биосферы, возникла из биосферы.

2. Техносфера – открытая система; она концентрирует «полезную» энергию, в ней появляются все более сложные системы.

3. В техносфере происходит использование и накопления информации.

4. Техногенная миграция химических элементов стремится к максимальному своему проявлению.

5. Эволюция систем (машин), устойчивых к техносфере, должна идти в направлении, увеличивающем проявление техногенной миграции атомов.

6. Насыщенность техносферы энергией и сигналами ведет кее прогрессирующему развитию, к переходу на более высокие уровни информации и энергетики.

7. Все процессы в техносфере можно разделить на управляемые разумом и хаосогенные, причем последние – необходимое условие для развития техносферы.

8. Технические устройства – «третий эволюционный ярус» – использует для своих целей косную материю и живое вещество.

9. Свойства техносферы имеют статический (вероятностный) характер, проявляясь лишь в достаточно крупных пространственно-временных масштабах.

10. Индивидуум в техносфере (элементарная ее единица) является носителем порядка, а не хаоса, т.е. не только проявляет свою волю, но и разум.

11. Техносфера развивается ускоренно.

12. В техносфере стихийная регуляция процессов (биогенная) сменяется более действенной разумной регуляцией.

13. Техносфера агрессивна– стремится к расширению, к захвату все новых и новых областей планеты и космоса.

14. Свойства техносферы объективны и не зависят от воли и желания людей.

15. Возникновение, развитие и само существование техносферы связаны с человеком. В этом ее достоинство и недостатки.

Приведенные Н.Ф. Реймерсом (1990) сведения глобального воздействия человека на важнейшие компоненты природы и ее составные части, свидетельствуют о значительных негативных, иногда катастрофических последствиях изменения атмосферы, гидросферы, литосферы, растительного и животного мира. По оценке А.В. Матвеева и Э.А. Левкова (1986) техногенные образования распространены на 4-5% территории Беларуси.

Наиболее примечательными формами антропогенного воздействия человека, приведшее к формированию в Беларуси техногенных образований, является строительство городов и поселков. К числу других распространенных и типичных техногенных форм следует отнести добычу полезных ископаемых, строительство каналов и мелиоративных сооружений,

большое количество мемориальных курганов, поздненеолитических стоянок, памятников и указателей, тысячи километров железных и шоссейных дорог.

Развитию эрозии благоприятствуют как природные, так и техногенные факторы. К природным факторам относятся холмистый рельеф, выпадение значительного количества осадков и их ливневый характер, преобладание легких по гранулометрическому составу почв (особенно лессовидных суглинков и лессов), отсутствие растительности. Большую роль в сохранении почв играет растительность, так как снижает интенсивность воздушных и водных потоков и закрепляет почву. Развитию эрозии благоприятствуют следующие антропогенные факторы: вырубка лесов, перевыпас скота, неправильная распашка склонов и др. В результате антропогенноговоздействия возникло значительное число оврагов. Считается, что только 10% оврагов в лессовых районах образовались естественным путем, остальные являются результатом вмешательства человека. Особенно быстро овраги разрастаются при освоенииприсклоновых участков надпойменных террас. Одной из причин роста оврагов, помимо сброса бытовых и промышленных вод, является возрастание стока за счет таяния скоплений снега вблизи зданий и сооружений.

В Полесье осушена площадь более 1 млн. га, на которой проявляется четыре вида дефляции, обусловленные скоростью ветра и степенью пересушенности поверхности почвы. На осушенных торфяниках с отдельных болотных массивов ежегодно выдувается ветром до 7-10 тонн торфяной пыли с каждого гектара. Ежегодно со дна русел судоходных рек Беларуси извлекается до 6-7 млн $м^3$ грунта, в том числе до 3-4 млнм$^3$ песчано-гравийных материалов и строительных песков.

Изложенные фактические данные свидетельствуют, что в целом проблема рационального использования, воздействия на природную среду и преобразования рельефа имеет большое теоретическое и практическое значение. Вместе с тем следует отметить недостаточную разработанность теоретических вопросов, связанных с антропогенной геоморфологией, имеется много неясного в использовании земель и недр и последующем предотвращении негативных техногенных изменений. При изменении рельефа, неизбежно изменяются другие компоненты геологических и ландшафтно-географических систем, нарушается сложившаяся в этих системах связь и стационарность функционирования. Все изменения в рельефе должны быть согласованы с правилами рационального природопользования.

Значительный рост объемов техногенного воздействия и разнообразие таких накоплений вызывает необходимость выполнения классификации и типизации техногенных образований. К настоящему времени предложено ряд классификаций производственной и иной деятельности человека, приводящие к формированию техногенных образований. Такие классификации создали В.Г. Бондарчук, А.С. Девдариани, Д.Г. Панов, А.И. Спиридонов, Ф.Н. Мильков, Е.Н. Азбукина, З.А. Сваричевская и И.Л. Лутовинов, С.П. Горшков и другие. В основу создания большинства из них

положены различные признаки, например, размеры, возраст, морфологические характеристики, технология формирования, вид деятельности населения, положение относительной дневной поверхности. Как правило, во многих классификациях используется сочетание не более двух-трех признаков. Имеющиеся классификации содержат много общего и принципиально не отличаются друг от друга. Область их использования ограничивается, главным образом, решением задач картографирования. Вместе с тем следует отметить, что, несмотря на значительное количество имеющихся классификаций, многие из них несовершенны или односторонни. До настоящего времени не разработаны методы надежного опознания и выделения антропогенных форм рельефа в природе, а также на геологических и топографических картах, на аэрофотоснимках и космоснимках, не разработаны приемы картирования тех или иных искусственных форм рельефа, не разработаны правила рационального использования недр, в должной мере неучитываются возможные негативные последствия антропоморфогенеза.

Нами предлагается классификация антропогенных отложений, учитывающая многообразие техногенной деятельности человека в условиях Беларуси. Выделяется группа фаций насыпных отложений, группа фаций намывных отложений, группа фаций техногенно-обусловленных отложений, искусственных водоемов и группа фаций техногенно-измененных отложений.

### 10.1. Группа фаций насыпных отложений

К группе фаций насыпных отложений относятся образования, сформированные в результате деятельности человека, направленной на накопление отложений на дневной поверхности. Результатом таких процессов являются разного рода аккумуляции терригенных, хемогенных, органогенных и органо-минеральных образований в виде терриконов, холмов, бугров и гряд, изменяющих первичный рельеф (рис. 10.1).



Рис. 10.1. Фация отвалов насыпных отложений. Солигорские солеотвалы

**Фация отвалов (насыпей).** Фации отвалов (насыпей) других земляных сооружений сложены накоплениями горных пород, добытыми из выработок, шахт, карьеров. Они представлены отходами и шлаками заводов, фабрик, теплоэлектростанций, часто представляют собой строительные и дорожные насыпи, дамбы, плотины, валы и др. Имеют вид складированных производственных отходов.

**Фация культурных слоев.** Эти фации представляют собой древние остатки жизнедеятельности человека, ископаемые слои стоянок первобытного и древнего человека, захоронения, погребенные остатки существовавших некогда городищ, городов, поселений и связаннных с ними накоплений хозяйственно-бытовых отходов (рис. 10.2), в том числе кирпича, камня, золы, глиняных черепков, других предметов домашнего обихода. Культурные слои весьма неоднородны по своему составу по вертикали и горизонтали. Мощность культурного слоя может колебаться от нескольких сантиметров до десятков метров и зависит от времени и продолжительности существования населенного пункта, рельефа местности, климатических условий и т.п.



Рис. 10.2. Культурный слой, вскрытый на юго-западе Минска в микрорайоне Дружба

## 10.2. Группа фаций намывных отложений

Группа фаций намывных отложений представляет собой намыв земснарядами и другими механизмами песчаных, песчано-гравийных и других искусственных аккумуляций (рис. 10.3).



Рис. 10.3. Намывные отложения из поймы р. Вилия возле Сморгони

**Фация дражных и гидромониторных отвалов.** Фации дражных и гидромониторных отвалов представлены отложениями искусственных террас, стройплощадок, пляжей, земляных сооружений, хвостохранилищ, вскрышных грунтов из карьеров, намывных плотин и т.д. Часто намывные образования создаются человеком в пойме крупных рек для последующей застройки. Пески, намытые в разные годы из одних и тех же карьеров, имеют близкие значения плотности и со времени в немытых песках возникают дополнительные связи за счет осаждения на контактах соединений кремния, железа, алюминия и кальция, что обуславливает упрочнение намытых осадков.

## 10.3. Группа фаций искусственных водоемов

Образования группы фаций техногенно-обусловленных отложений искусственных водоемов формируются как за счет прямого природного осадкообразования, так и за счет техногенного преобразования осадков в результате привноса и аккумуляции компонентов загрязнения атмосферы, биосферы, почв, подземных вод и др.

**Фация донных отложений водохранилищ и прудов.** Фации донных отложений прудов и искусственных водоемов, слагаются осадками, формирующимися в водоемах, искусственно созданных человеком (рис. 10.4).

## 10.4. Группа фаций техногенно-измененных отложений

Образования фаций техногенно-измененных отложений представляют собой осадки, подвергшиеся существенному воздействию химических или технических веществ, растворов, рассолов, смол, масел, насыщенных различными компонентами промышленных и хозяйственно-бытовых стоков и т.п. Такие отложения занимают значительные площади. Участки рассматриваемой группы фаций практически всегда непригодны для сельскохозяйственного использования.



Рис. 10.4. Вилейское водохранилище

**Фация отложений, насыщенных техническими компонентами.** Фация отложений насыщенных (пропитанных) техническими компонентами имеют самое широкое распространение в местах производства и хранения различных смол, горюче-смазочных веществ, масел и т.п.

**Фация хемогенно-измененных отложений.** В составе техногенных образований аккумуляции химических элементов намного превосходят их концентрации в естественных горных породах. К настоящему времени человечеством создано значительное число новых химических соединений, изотопов, различных материалов, сред. В результате промышленного загрязнения выпускается в атмосферу или сбрасывается с отходами в окружающую среду большое количество разнообразных химических веществ. Сюда следует включить прямое влияние различного рода отстойников химических веществ, систем по очистке загрязненных вод, химическое воздействие солеотвалов, чрезмерную перенасыщенность почвы пестицидами и гербицидами.

**Фация отложений, подвергшихся термическому воздействию.** Такие образования характеризуются специфическими условиями генезиса и обуславливаются деятельностью высоких температур (результаты наземных и подземных пожаров, следы воздействия ядерных и фугасных взрывов, молний и т.п.).

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложность строения четвертичных отложений достаточно широко известна тем, кто соприкасается с их изучением. Она обусловлена недостаточной изученностью, различием теоретических взглядов на формирование отложений, неодинаковыми методическими подходами, трудностью или неясностью выявления ведущих геолого-динамических агентов при формировании седиментационных генетических разновидностей. Поэтому главной задачей данной работы явилось устранение, по возможности, неясных вопросов и приведение к современным теоретическим моделям формирование четвертичных отложений и составляющих четвертичную толщу основных фациально-генетических разновидностей. При работе над монографией основное внимание уделялось показу многообразия формирования генетических аккумуляций и выявлению важнейших и типичных для каждого генетического типа и фации диагностических и определяющих признаков, позволяющих облегчить работу по изучению четвертичных отложений и соотнесению того или иного осадочного образования или геологического тела к определенной ячейке настоящей генетической классификации. В работе также обращается внимание на необходимость комплексного изучения отложений, обязательный учет всех получаемых сведений и их генетическую увязку друг с другом. В работу включены схемы, фотографии и таблицы, отражающие сложную картину формирования и строения различных генетических образований.

Знание условий и особенностей формирования генетических типов отложений, литогенетических типов пород, групп фаций, фаций, а по возможности и более мелких литологически или текстурно- и структурно выраженных подразделений, четкие критерии и дифференциально-диагностические признаки (как основные или ведущие, так и возможные и вероятные), выделения разных генетических категорий четвертичных образований позволит более последовательно и целенаправленно идти по пути дальнейшего изучения четвертичной толщи, геологического крупномасштабного картирования, прогнозирования генетических комплексов отложений, перспективных на выявление месторождений полезных ископаемых.

Работа представляет собой, по существу, первую монографическую попытку обобщения генетико-фациальной характеристики отложений четвертичной толщи Беларуси. К сожалению, многие вопросы не удалось отразить в более широком масштабе, с рассмотрением всего многопланового показа характерных черт генетических типов и фаций от начала их формирования до конечной стадии седиментогенеза, особенностей присущих им черт распределения по площади залегания и в разрезе, а также дифференциально-диагностических признаков. Тем не менее, проведенные исследования, на основе полученных фактических данных, анализа различных литературных источников, позволили сделать выводы, которые позволяют расширить наши представления о природе четвертичного периода,

о четвертичных отложениях, о генетическом своеобразии формирования различных геологических тел.

В работе представлена усовершенствованная генетическая классификация четвертичных отложений Беларуси, сформировавшихся как в пределах, так и за пределами прямого воздействия ледниковых покровов. Трудностью ее создания является факт отсутствия прямого наблюдения и изучения геолого-генетического процесса, когда генетические условия и обстановки осадконакопления необходимо воссоздавать по ненаблюдаемым признакам. В работе также показано, что многообразие и размещение генетических аккумуляций обусловлено комплексом геолого-динамических, тектонических, гидрогеологических, геоморфологических, литологических, геохимических, физико-географических, в том числе климатических факторов, ландшафтных, биологических и других факторов.

Работа будет способствовать дальнейшему изучению геологических особенностей и закономерностей формирования и строения четвертичной толщи, выделению геолого-генетических тел разного уровня соподчинения, выявлению и установлению между ними пространственных и временных связей на основе специфического своеобразия палеогеографических, геолого-динамических, тектонических и других факторов. Работа поможет развитию учения о закономерностях формирования и размещения различных видов полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями. Предложенные формально-логические правила позволят в будущем совершенствовать генетические классификации различных осадочных аккумуляций.

Работа может служить методическим пособием для широкого круга геологов, географов, почвоведов и других специалистов при выделении и изучении фациально-генетических, палеогеографических, ландшафных, литолегических, литостратиграфических и других обстановок при проведении геологосъемочных, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований. Ее можно использовать и в учебных целях.

## ЛИТЕРАТУРА

Аболтиньш О., Микалаускас А., Раукас А. Морфогенетическая классификация предфронтальных водно-ледниковых образований на примере материалов Прибалтики // Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974. С.25-31.

Ажгиревич Л.Ф., Махнач Н.А. Сапропелиты из среднеантропогеновых отложений // Доклады АН БССР. - 1981. Т. 25, N 8. С. 739-742.

Ажгиревич Л.Ф., Махнач Н.А. Характеристика сапрополитов из среднеантропогеновых отложений Белоруссии // Минералогия и геохимия кайнозойских отложений Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1985. С. 120-128.

Ажгиревич Л.Ф., Шиманович С Д. Геологические условия формирования и история развития озер кайнозоя Белоруссии // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии. Мн: Наука и техника, 1988. С. 26-33.

Аношко В.С. Почва // Природа Беларуси: Земля и недра // Энциклопедия. Т.1. Минск, Белорусская энциклопедия, 2009. С. 331-334.

Аполоник А.С., Стрельченок Ю.В. Звонцы в рельефе Браславской гряды // Четвертичная геология, геоморфология, геоэкология Беларуси и сопредельных территорий / Материалы Международного научного семинара, посвященного 80-летию со дня рождения Л.Н. Вознячука, Минск, 25-26 сент. 2009 г. / ред. А.Ф. Санько. Минск: БГПУ, 2009. С. 22-23.

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 320 с.

Астапова С.Д. Литолого-палеогеографическое районирование ледниковых отложений Беларуси // Доклады АН БССР, 1993. Т. 37. №4. С. 105-108.

Астапова С.Д. Предпосылки микропетрографической корреляции морен Беларуси // Quaternary deposits and neotectonics in the area of pleistocene glaciations. Abstract volume of the field simposium. Minsk, 1997. P. 3.

Афанасьев Я.Н. Этюды о покровных породах Белоруссии // Зап. Горецкого с.-х. инст., II. Горки, 1924. С.140-154.

Афремов Д.Н. Состав и свойства перигляциального аллювия на Русской равнине как показателя условий осадконакопления // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1977, № 47. С. 95-99.

Баландин Р.К. Планета обретает разум. Биосфера-техносфера. Мн.: Наука и техника, 1969. 166 с.

Бартош Т.Д. Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений голоцена. Средняя полоса Европейской части СССР. Рига: Зинатне, 1976. 258 с.

Басаликас А.Б. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы // Тр. Комиссии по изучению четвертич. периода. М.: Наука, 1963. Т. 21. С. 99-112.

Басаликас А.В. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области // Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969. С.65-154.

Басаликас А.Б. На пути к созданию классификационной схемы краевых ледниковых образований // Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972. С.79-87.

Берг Л.С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования // Климат и жизнь. М.: ОГИЗ, 1947. С. 156-307.

Битинас А.К. Расчленение, корреляция и особенности строения четвертичной толщи в зоне краевой ледниковой аккумуляции (на примере опорных участков Балтийской маргинальной гряды) // Автореф. диссерт. на соиск. ученой степ. канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1991. 25 с.

Богдель И.И., Власов Б.П., Ильвес Э.О., Климанов В.А. Разрез Судобле – стратотип реконструкции палеогеографических условий голоцена Центральной Белоруссии // История озер в СССР. Т. 1. Таллинн, 1983. С. 30–32.

Бондарев Л.Г. Вечное движение. Планетарное перемещение вещества и человек. М.: Мысль, 1976. 158 с.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород // Труды ГИН АНСССР. Труды, вып. 59. М.: Наука, 1962. 542 с.

Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости // Труды ГИН АН СССР. Вып. 119. М.: Наука, 1966. 260 с.

Брадис Е.М. О применяемых в СССР принципах типологии болотных массивов // Типы болот СССР и принципы их классификации. Л., 1974.С. 12-20.

Брансден Д. Оползни // Неспокойный ландшафт. М.: Мир, 1981. С. 42-48.

Буда Н.П., Санько А.Ф. Ледниковая ложбина Витьба в Витебском районе // Вопросы естествознания: сборник научных статей. Вып. 5. Ред. М.Г. Ясовеев. Мн: Право и экономика, 2010. С. 80-82.

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на Востоке Русской платформы // Казань: Казанский государственный унтверситет, 1986. 144 с.

Бушинский Г.И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии // Бюллетень МОИП. Отдел геологический, 1946. Т. 21, № 3. С. 65-80.

Быкова В.С. Лессовые породы Европейской части СССР и Закавказья. Белорусская ССР // Лессовые породы СССР. М.: Наука, 1966. С. 7-13.

Вазнячук Л.М. Рэльеф (Беларусі) // Беларуская савецкая энцыклапедыя. Мн.: БелСЭ, 1975. Т. 12. С. 21-26.

Вазнячук Л.М., Назараў У.І., Санько А.Ф. Папярэдняе паведамленне аб першых знаходках выкапнёвай энтамафауны ў падмарэнных адкладах максімальнай стадыі апошняга зледзянення і іх палеагеаграфічная каштоўнасць // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн: Навука і тэхніка, 1978. С. 177-184.

Вальчик М.А. Происхождение озер территории Белоруссии // Вестник Белорусского государственного университетата. Серия 2: Химия. Биология. География. 1991, № 3. С. 67-71.

Веклич М.Ф. Ископаемые почвы в четвертичных (антропогеновых) отложениях юго-западной части Русской равнины // Четвертичный период. Вып. 13, 14, 15. Киев: изд-во АН СССР, 1961. С. 97-106.

Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран // Киев: Наукова думка, 1968. 238с.

Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины // М.: Изд-во АН СССР, 1961. 296с.

Вернадский В.И. Несколько слов о ноосфере // Успехи современной биологии. Т. 18, вып.2, 1944 / Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. С. 503-512.

Вернадский В.И. Живое вещество и биосфера: Сборник / Вернадский, Владимир Иванович; отв. ред. и авт. вступ. ст. А.Л. Яншин; РАН, Комиссия по разработке научного наследия академика В.И. Вернадского, Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского. М.: Наука, 1994. 671 с.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения / Вернадский, Владимир Иванович; отв. ред. Ф.Т. Яншина, С.Н. Жидовинов. М.: Наука, 2001. 376 с.

Вознячук Л.Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий // Проблемы палеогеографии антропогенв Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. С. 45-75.

Вознячук Л.М. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Мн.: Наука и техника, 1985. С. 8-55.

Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Мн.: Наука и техника, 1978. 211 с.

Воскресенский С.С. Типичные профили склонов. Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971. С.10-24.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 230 с.

Гайгалас А.И. Структура и текстура и генетические разновидности основных морен // Строение и морфогенез Средне-Литовской равнины. Вильнюс: АН Литовской ССР, 1971. С. 26-87.

Гайгалас А.И. Седиментологические принципы классификации гляцигенных отложений // Методология литологических исследований. Новосибирск: Наука, 1985. С. 279-288.

Гайгалас А.И., Ярцев В.И. Методическая основа изучения четвертичных отложений. Вильнюс: Вильнюский ун-т, 1992. 108 с.

Говард А.Д., Ремсон И. Геология и охрана окружающей среды. Л.: Недра, 1982. 583 с.

Горецкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1958. № 22. С. 3-23.

Горецкий Г.И. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Мн.: изд-во АН БССР, 1961. С. 107-125.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., Наука, 1964. 415 с.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М., Наука, 1966. 412 с.

Горецкий Г.И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 17-33.

Горецкий Г.И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и ледниковых отторженцев // Тезисы докладов Всесаюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968. С. 3-9.

Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 491 с.

Горецкий Г.И. Об изучении генетических связей краевых лениковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972а. С.64-69.

Горецкий Г.И. Ложбины ледникового выпахивания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями //Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972б. С. 19-39.

Горецкий Г.И. Типы антропогеновых переуглублений (на примере некоторых районов Неманского бассейна) // Проблемы палеогеографии антропегена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. С. 95-127.

Горецкий Г.И. Основные задачи палеопотамологических исследований в СССР // Речные системы и мелиорация. Ч. 1. Новосибирск, 1977. С. 3-19.

Горецкий Г.И. Об активном состоянии ледников при формировании краевых ледниковых образований // Древние образования материковых оледенений / Материалы Всесоюзного совещания. Киев: Наукова думка,1978. С. 5-13.

Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья). Мн.: Наука и техника, 1980. 288 с.

Горецкий Г.И. Десять лет исканий // Геологические исследования кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. С. 3-10.

Горецкий Г.И. Узлы синтеза в антропогеновых образованиях Белоруссии // Доклады АН БССР. 1986. Т. 30, № 4, С. 355-357.

Горецкий Г.И., Гурский Б.Н., Еловичева Я.К., Величкевич Ф.Ю., Дромашко С.Г., Назаров В.И., Зубович С.Ф. Нижнинский Ров (стратотипический разрез шкловского межледниковья Беларуси). Мн., 1987. 273 с.

Гуделис В.К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1963. Т. 21. С. 84-91.

Даниланс И.Я. Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Рига: изд-во АН Латвийской ССР, 1957. 152 с.

Даниланс И.Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига: Зинатне, 1973. 312 с.

Даниловский И. Материалы к изучению фауны четвертичных моллюсков из межречных и террасовых отложений Минского и Бобруйского округов БССР // Известия Геологического комитета. Т. 47, № 1. Л., 1928. С. 33-43.

Даниловский И.В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 376 с.

Добродеев О.П. История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене // Автореф. дисс. на соиск. учен. степени доктора геогр. наук. М.: МГУ, 1973. 52 с.

Додонов А.Е. Дислокации кайнозойских отложений и их связь с неотектоникой на территории Калининградского полуострова. Вестник МГУ, серия геологическая. № 6. 1971. С. 78-82.

Доктуровский В.С. Межледниковые торфы БССР // Записки АН БССР. 1934. №3. С. 33–48.

Друщиц А. О некоторых проблемах актуопалеонтологии // Бюллютень Московского общества испытателей природы. Отделение геологии. М., 1979. Т.54, № 2. С. 64–75.

Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. Труды ГИН АН СССР. Вып. 86. М.: Наука, 1963. 71 с.

Жигарев Л.А. Причины и механизм развития солифлюкции. М.: Наука, 1967. 157 с.

Жуховицкая А.Л., Генералова В.А. Геохимия озер Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1991. 203 с.

Зярніцкая В.П., Каліцкі Т. Час і ўмовы фарміравання вапняковага торфу ў даліне Пцічы па дадзеным пылковага аналізу // Палеагеаграфія верхняга плейстацэну і галацэну Ўсходняй Польшчы і Беларусі: Тэзісы дакладаў і даведнік экскурсіі. Кракаў, 5-7 кастрычніка 1998 г. Кракаў, 1998. С. 13-15.

Еловичева Я.К., Якушко О.Ф., Крутоус Э.А. и др. Голоцен Беларуси. Мн.: БГУ, 2004. 241 с.

Иванова Н.В. Микростроение межледникового и перигляциального аллювия // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1978, № 3. С.82-90.

Ильин Е.А. Осадконакопление периода деградации оледенения Белоруссии // Генезис и классификация осадочных пород / Межд. геол. конгресс. XXIII сессия / Докл. советских геол. Проблема 8. М.: Наука, 1968. С. 206-211.

Каган А.А., Солодухин М.А. Моренные отложения Северо-Запада (инженерно-геологическая характеристика) СССР. М.: Недра, 1971. 137 с.

Калицкий Т., Морфология долины Западной Березины в районе Воложина // Доклады АН Беларуси. 1993. Т. 37, № l. С. 87-90.

Калицкий Т. Эволюция некоторых речных долин Беларуси в позднеледниковье и голоцене // Литосфера. 1999. № 10-11. С. 49-55.

Каліцкі Т., Зярніцкая В.П., Петухова Н.Н. и др. Постгляцыяльная эвалюцыя даліны Нёмана ніжэй Гродна – першыя вынікі // Палеагеаграфія верхняга плейстацэну і галацэнуУсходняй Польшчы і Беларусі. Кракаў, 1998. С. 19–20.

Калм В., Карукяпп Р., Раукас А. К генетической классификации флювиогляциальных отложений // Известия АН Эстонской ССР. Геология. 1985. Т. 34, № 3. С. 85-91.

Кац Н.Я. Болота земного шара. М.: Наука, 1971. 295 с.

Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М.: Наука, 1965. 296 с.

Кесь А.А., Федорович Б.А. Происхождение, перенос и осаждение эолового мелкозема // Изучение и освоение природной среды. М.: Ин-т геогр., 1976. С. 59-77.

Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Мн.: Наука и техника, 1985. 327 с.

Колпаков В.В. Новое о дефляции в антропогене Беларуси // Доклады АН Беларуси. 1995. Т. 39, № 1. С. 109-111.

Кондратене О.П., Санько А.Ф. Условия залегания и палинологическая характеристика межледниковых отложений в овраге Нижнинский Ров // Проблемы плейстоцена. Мн.: Наука и техника, 1985. С.101-124.

Конт А.Р. Камовые поля Эстонской ССР и проблемы их освоения // Автореф. диссерт. на соиск. ученой степ. канд. геогр. наук. Мн., 1987. 20 с.

Коптев А.И. К вопросу о минералогическом составе лессовых пород восточной части Белоруссии // Труды Института геологических наук АН БССР. Вып. 2. Мн., 1960. С. 118-132.

Костко А.А. Пресноводные известковые отложения Белоруссии. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер.наук. Мн., 1971. 25 с.

Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965, 296 с.

Кригер Н.И. О мощности плейстоценовых ледниковых покровов // Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972. С.5-18.

Кручек С.А., Матвеев А.В., Якубовская Т.В. и др. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка. Мн.: ГП «БелНИГРИ», 2010. 282 с.

Кудаба Ч.П. Гляциоморфологическое строение Дзукийской возвышенности // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965. С.179-187.

Кудаба Ч.П. Краевые ледниковые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника // Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969. С. 155-226.

Кудаба Ч.П. Гляциоморфология маргинальных ледниково-аккумулятивных возвышенностей (на примере Балтийской холмисто-

моренной гряды) // Автореф. диссерт. на соиск. ученой степ. доктора геогр. наук. Вильнюс, 1972. 57 с.

Кузнецов В.А. Геохимия аллювиального литогенеза. Мн.: Наука и техника, 1973. 208 с.

Кузнецов В.А. Аллювиальные отложения Белоруссии // Краткий очерк исследования. Библиография. Мн.: 1979.113 с.

Лаврушин Ю.А. Некоторые общие закономерности моренного седиментогенеза // Процессы континентального литогенеза // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 350. М.: Наука, 1960. С. 123-135.

Лаврушин Ю.А. Основные особенности аллювия равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Вопросы геологии антропогена. М.: изд-во АН СССР. 1961. С. 200-211.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перегля-циальных областей материковых оледенений. Труды ГИН АН СССР. Вып. 87. М.: изд-во АН СССР. 1963. 268 с.

Лаврушин Ю.А. Основные черты строения современного аллювия равнинных рек степной зоны // Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М.: Наука. 1965. С. 20-33.

Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука 1969. 135 с.

Лаврушин Ю.А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены // Литология и полезные ископаемые. 1970, № 1. С. 115-120.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Труды ГИН АН СССР. Вып. 268. М.: Наука, 1976. 237 с.

Лазаренко А.А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки) // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1964. Вып. 120. 236 с.

Ламакин В.В. О динамических особенностях аллювиальных отложений // Доклады АН СССР. 1947. Т. 57, № 1. С. 65-69.

Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений // Землеведение. 1950. Т. 3(43). С. 161-168.

Левков Э.А. Основные особенности проявления неотектоникн и гляциотектоники на территории Белоруссии // Тектоника Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1976.

Левков Э.А. Исследование вещественного состава песчано-гравийно-галечных отложений северной Белоруссии в связи с их использованием в народном хозяйстве // Автореф. диссерт. на соиск. ученой степ. канд. геол.-минерал. наук. Мн.: 1965. 26 с.

Левков Э.А. Гляциотектонические явления на территории Белоруссии // Краевые образования материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1978. С. 114-122.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Мн.: Наука и техника, 1980. 260 с.

Левков Э.А. Связь гляциодислокаций с особенностями строения ледникового субстрата // Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. Л., 1982. С. 24-29.

Левков Э.А., Матвеев А.В., Махнач Н.А. и др. В. Геология антропогена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. 152 с.

Левков Э.А., Матвеев А.В. Проявление генетических факторов в строении антропогенового покрова Белоруссии // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. С. 145-162.

Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины: палеогеография и стратиграфия. Под ред. А.А. Величко. М., 1997. 144 с.

Лопатников М.И., Шик С.М. Краевые образования валдайского и московского оледенений центральной части Русской равнины // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1963. Т. 21. С. 113-117.

Лукашев В.К. Некоторые данные о генезисе и литологии эоловых отложений Белорусского Полесья // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Мн.: 1961. С. 230-248.

Лукашев В.К. Палеогеографические условия дюнообразования в Полесье // Докл. АН СССР. 1963. Т. 7, № 5. С. 334-338.

Лукашев К.И. Основные генетические типы четвертичных отложений СССР. Минск: Изд-во Белорус. ун-та, 1955. 260 с.

Лукашев К.И. Генетические типы и фации антропогеновых отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 368 с.

Лукашев К.И. Проблема лессов в свете современных представлений. Мн.: Изд-во АН БССР, 1961. 220 с.

Лукашев К.И. Некоторые вопросы генетической классификации лессовых пород // Докл. АН БССР. 1969. Т.13, № 11. С.1027-1029.

Лукашев К.И. Геология четвертичного периода. Мн.: Вышэйшая школа, 1971. 397 с.

Лукашоў К.І., Стэцко У.У. Геаграфічныя асаблівасці распаўсюджання лёссавых пародна тэрыторыі Беларусі // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук. 1958. № 4. С. 94–105.

Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Минералогический состав лессовых пород Белоруссии // Докл. АН БССР, 1960. Т. 4, № 5. С. 210-212.

Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Некоторые вопросы генезиса лессовых пород Белоруссии // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Мн.: изд-во АН БССР, 1961. С. 204-213.

Лукашев К.И., Дромашко С.Г. Некоторые петрографические особенности лессовых пород Белоруссии // Докл. АН БССР, 1960. Т. 4, № 8. С. 343-346.

Лунёв Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Пермь, 1967. 333 с.

Лысенко М.П. К вопросу о зональности лессовых пород европейской части СССР // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 4. С. 926-929.

Лысенко М.П. Лессовые породы (состав и инженерно-геологические особенности). Л.: Недра, Ленинград. отд., 1978. 208 с.

Лютцау С.В. Основы геоморфологии. Курс лекций. Ч. II. М.: МГУ, 1978. 180 с.

Мавлянов Г.А. Генетические типы лессовых и лессовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент: АН УССР, 1958. 607 с.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд. АН СССР, 1955. 347 с.

Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: МГУ, 1971. 115 с.

Маккавеев А.Н. Геоморфологическая роль экзарации древних Скандинавских материковых оледенений // Автореф. диссерт. на соиск. ученой степ. канд. геогр. наук. М. 1978. 28 с.

Малаховский Д.Б. О некоторых формах инверсионного водноледникового рельефа Северо-Запада Русской равнины // Строение и формирование камов. Таллин, 1978. С. 161-171.

Малаховский Д.Б., Вичдорчик М.Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на Северо-Западе Русской равнины // Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. М.: АН СССР, 1963. С.47-53.

Марков К.К., Капица А.К. Гляциология Антарктиды и вопросы палеогляциологии // Антарктида / Докл. Комисоии. Вып.2. М.: АН СССР, 1962. С.56-69.

Матвеев А.В. О генезисе поверхности ложа антропогенового покрова // Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. Л.: ГО СССР, 1982. С. 19-23.

Матвеев А.В. Денудационный срез краевых возвышенностей Белоруссии // Морфогенез на территории Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1983. С. 81-87.

Матвеев А.В., Левков Э.А. Техногенный рельеф Белоруссии // Современные рельефообразующие процессы. Мн.: Наука и техника, 1986. С. 90-95.

Матвеев А.В., Левков Э.А. Общие литологические особенности антропогенового покрова Белоруссии // Геология и геохимия антропогена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1974. С.123-128.

Махнач Н.А. Делювиальные и солифлюкционные отложения Беларуси. Мн., 1994. 147 с.

Махнач Н.А. Склоны // Природа Беларуси: энциклопедия / в 3 т. Т. 1. Земля и недра. Минск: Беларус. энцикл. им. П. Бровки. 2009. С. 285-286.

Медведев А.Г., Булгаков Н.П., Гавриленко Ю.И. Руководство по почвенному исследованию земель колхозов и совхозов БССР. Мн.: АСХН БССР, 1960. 176 с.

Мейронс З.В. О некоторых образованиях водно-ледниковой аккумуляции на Латгальской возвышенности // Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс: Минтис, 1974. С. 99-106.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам // Труды геологов ВСЕГЕИ / Под общим руководством С.А. Музылева. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 507 с.

Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие // Под ред. П.А. Каплина и Т.А. Яниной. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.

Микалаускас А.П. Флювиогляциальные предфронтальные образования и их морфогенетическая классификация (на примере территории Литвы) // Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972. С. 89-95.

Микалаускас А.П. Флювиогляциальные равнины Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1985. 208 с.

Мирчинк Г.Ф. Состояние изучения покровных четвертичных образований в европейской части СССР, иллюстрированное картой // Почвоведение, 1928. № 1-2. С. 24-31.

Мирчинк Г.Ф. По поводу термина делювий. Академику В.И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.: АН СССР, 1936. С. 931-936.

Мирчинк Г.Ф. Современный аллювий равнинных рек и его геологическая история // Бюлл. комис. по изуч. четвертичн. периода. 1948. № 11. С.5-16.

Морозова Т.Д. Особенности диагностики генезиса ископаемых почв // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М., 1975. С. 122-134.

Москвитин А.И. Плейстоцен европейской части СССР, критический обзор литературных данных. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 123. М.: Наука, 1965, 180 с.

Мотуз В.М. К характеристике лессовых пород Новогрудско-Кореличского массива Гродненской области БССР // Труды института геологических наук. Вып.1. Мн.: АН БССР, 1958. С. 68-77.

Мотуз В.М. Некоторые особенности строения лессовых пород Оршанско-Могилевского-Мстиславского и Минско-Дзержинского массивов // Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Мн.: Наука и техника, 1966. С.29-39.

Мотуз В.М. Генетические типы лессовых пород восточной части Белоруссии // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1972. № 5. С. 164-165.

Мотуз В.М. Условия образования лессовых пород перигляциальной зоны плейстоцена (в пределах Белоруссии) // Инженерная геология. 1980. № 2. С.14-26.

Назаров В.И. Реконструкция ландшафтов Белоруссии по палеоэнтомологическим данным (антропоген) // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 205. М.: Наука, 1984. 96 с.

Нацыянальны атлас Беларусі // Камітэт па зямельных рэсурсах, геадэзіі і картаграфіі пры Савеце Міністраў Рэспублікі Беларусь. Мн., 2002. 292 с.

Николаев Н.И. Генетические типы новейших континентальных отложений // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1946. Т. 21. С. 25-64.

Обидиентова Г.Ф. Формирование речных систем русской равнины. М.: Недра, 1975. 173 с.

Обручев В.А. Лесс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1948. № 12. С. 5-17.

Павлов А.П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод // Землеведение. 1899. Т.5. С. 92-147. Избр. соч. А.П. Павлова, II. Статьи по геоморфологии, по вопросам генезиса материковых образований и по прикладной геологии. М.: МОИП, 1951. С. 27-65.

Павлов А.П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений // Вестник естествознания. Изд-во СПб о-ва естествоисп., 1890. № 8. Избр. соч. А.П. Павлова, II. Статьи по геоморфологии, по вопросам генезиса материковых образований и по прикладной геологии. М.: МОИП, 1951. С. 19-23.

Павловская И.Э. Полоцкий ледниково-озерный бассейн: строение, рельеф, история развития. Мн.: Наука и техника, 1994. 128 с.

Пасюкевич В.И., Салов И.Н., Шахнюк В.В. Антропогеновые отложения и палеогеография центральной части Полоцкой котловины в антропогене // Труды 3-й научно-методической конференции объединения географов и геологов педагогических институтов центральных областей европейской части РСФСР. Смоленск, 1966. С. 251-269.

Пасюкевич В.И., Семенюк А.Д. Нижнечетвертнчные отложения в разрезе четвертичной толщи в районе г. Щучина Гродненской области // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы. М., Наука, 1967. С. 34-49.

Пидопличко А.П. Торфяные месторождения Белоруссии (генезис стратиграфия и районирование). Мн.: АН БССР, 1961. 192 с.

Пидопличко А.П. Озерные отложения Белорусской ССР (генезис, стратиграфия и некоторые качественные особенности). Мн.: Наука и техника, 1975. 120с.

Пиррус Э.А. Возможности прогноза керамических свойств ленточных глин Эстонской ССР на основе гранулометрических данных // Тр. Ин-та геологии АН СССР. 1963. № 12. С. 67-81.

Пиррус Э.А. О внутрисезонной слоистости ленточных глин // Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллинн: Ин-т геологии АН ЭССР, 1965. С.73-85.

Пиррус Э.А. Литология ленточных глин Эстонии // Автореф. дис. на соиск. ученой степ. канд. геол-минерал. наук. Таллинн, 1966. 29 с.

Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра, 1966. 208 с.

Попов И.В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 363 с.

Попов И.В. Типизация пойм в связи со строительным проектированием // Движение наносов в открытых руслах. М.: Наука, 1970. С.28-33.

Попов И.В. Загадки речного русла. Л., Гидрометеоиздат, 1972. 167 с.

Прыродныя працэсы ў плейстацэне і галацэне Беларусі і Польшчы: Тэзісы дакладаў і даведнік экскурсіі. Мінск, 22-23 кастр. 1996 г. // Рэд.: Каліцкі Т., Санько А.Ф. Мн.: 1996. 71 с.

Райс Р.Дж. Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1960. 574 с.

Раукас А.В. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии // Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук. 1962. Т. 2, № 2. С.140-153.

Раукас А.В. К вопросу о лито-морфогенетической классификации краевых ледниковых образований на примере материалов Северной Прибалтики // Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972. С.101-107.

Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, Валгус, 1978. 310 с.

Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Эстонии. Таллин: Валгус, 1971. 228 с.

Раукас А.В., Таваст Э.Х. Влияние рельефа коренных пород на формирование ледниковых отложений и форм рельефа // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М., 1960. С.79-84.

Рачевский А.Н., Мысливец И.А. Вещественный состав и размещение осадков в литоральной и сублиторальной зонах озер северо-запада Белоруссии // История озер СССР в позднем кайнозое // Материалы к 5-му Всес. симпоз., 1979. Ч. 1. Иркутск, 1979. С. 75-78.

Реймерс Н.Ф. Азбука природы. Микроэнциклопедия биосферы. М.: «Знание», 1980. 208 с.

Реймерс Н.Ф. Природопользование. Словарь-справочник.М.: Мысль, 1990. 639 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных пластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии, 1981 г. с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С.119-125.

Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л.: Изд-во ЛГУ, 1947. 213 с.

Рухина Е.В. Литология озерно-ледниковых отложений, слагающих звонцы // История озер // Тр. Всесоюз. симпозиума по основным проблемам пресноводных озер (25-29 мая, 1970 г.). Т. 2. Вильнюс, 1970. С. 536-543.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Рухина Е.В. Основные принципы подразделения отложений, связанных с оледнением // Геология четвертичного периода. 1977. С. 279-282.

Саарсе Л. Распространение и условия залегания озерно-ледниковых глинистых отложений Южной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геология, 1979. Т. 26, № 4. С. 145-151.

Салов И.Н. Некоторые особенности краевых образований валдайского ледника на территории Смоленской области и восточной Белоруссии // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965. С. 131-138.

Санько А.Ф. О валдайских краевых ледниковых образованиях восточной части Белорусского Поозерья // Материалы VI научной конференции молодых геологов Белоруссии. Мн.: 1976. С.133-136.

Санько А.Ф. Озоподобные гряды, сложенные ленточными глинами // Доклады АН БССР. 1988. Т. 32, № 9. С. 842-845.

Санько А.Ф. Четвертичные пресноводные моллюски Беларуси и смежных регионов России, Литвы, Польши (атлас-определитель) // Мн.: Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, 2007. 155 с.

Санько А.Ф., Еловичева Я.К., Калиновский П.Ф. и др. Новый разрез лессов с погребенными почвами на северо-востоке Белоруссии // Геологические исследования земной коры Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1980. С. 82-86.

Санько А.Ф., Мотузко А.Н. Моллюски и млекопитающие из известковых туфов Борисовой Горы на Западной Двине // Доклады АН БССР. 1991. Т. 35, № 11. С. 1004-1008.

Санько А.Ф., Рылова Т.Б., Моисеев Е.И. и др. Неоплейстоценовые озера Припятского Полесья // Доклады АН БССР. 1991. Т. 35, № 2. С. 1118-1122.

Санько А.Ф., Величкевич Ф.Ю., Моисеев Е.И. и др. Обнажение Обухово – парастратотип беловежского межледниковья Беларуси // Літасфера. 2004. № 2(21). С. 38-51.

Санько А.Ф., Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси // Литосфера. 2005. № 1 (22). С. 146-156.

Санько А.Ф., Оношко М.П., Дубман А.В. и др. Геология, геохимия и малакофауна отложений строящегося метро Петровщина в Минске // Весці БДПУ. Серыя 3. 2009. № 2. С. 67-72.

Санько А.Ф., Домашевич И.В. Ледниковый реликт *Pisidium conventus* Clessin в пресноводной малокофауне озера Долгое // Экосистемы болот и озер Белорусского Поозерья и сопредельных территорий: современное состояние, проблемы использования и охраны / Материалы Международной научной конференции, 16-17 декабря 2010 г. Витебск, ВГУ им. П.М. Машерова, 2010. С. 205-207.

Смеян М.І. Аўтаморфныя глебы // Энцыклапедыя прыроды Беларусі Т.1. Мн.: БСЭ, 1983. С. 184.

Соловьев В.В., Хотина Е.Б. Формационный аспект картирования четвертичных отложений склонового ряда // Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 160 с.

Спиридонов А.И. Физиономические черты рельефа как показатель его происхождения и развития // Индикационные географические исследования. М.: Наука, 1970. С.92-104.

Стецко В.В. Лессы и лессовидные породы Белоруссии, их распространение и генетические особенности // Природа и хозяйство Белорусской ССР. Мн., 1969. С. 12-19.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: МГУ, 1990. 159 с.

Сукачев В.Н. История растительности СССР во время плейстоцена. Избранные труды. Т. 2. Л., 1973. С. 254-288.

Тановицкий И.Г. Заповедники и заказники на торфяных месторождениях БССР. Мн.: Наука и техника, 1983. 102 с.

Твенхофел В. Учение об образовании осадков: Учебное пособие для университетов / Объединенное научно-техническое издательство НКТП СССР, главная редакция геолого-разведочной и геодезической литературы, Москва, Ленинград, 1936 г. 916 с.

Тутковский П.А. Ископаемые пустыни Северного полушария // Приложение к «Землеведению». М., 1910. 373 с.

Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 487 с.

Тюремнов С.Н., Виноградова Е.А. Геоморфологическая классификация торфяных месторождений // Сборник научных трудов Московского торфяного института. Вып. 2. М.-Л., 1953. С. 3-51.

Фаустова М.А. Палеогеографическое значение фациального анализа абляционных морен // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 3. С. 95-102.

Ферсман А.Е. Химические проблемы промышленности. М., 1924. 52 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 768 с.

Ферсман А.Е. Геохимия // Избранные труды. Т. III. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1955.

Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Иностр. лит-ра, 1963. 576 с.

Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Сов.геология, 1946. Т. 10. С. 96-99.

Хомич А.А. Современные озерные отложения водоемов Белорусского Поозерья, их состав и размещение // Автореф. дисс. на соиск. ученой степени канд. геогр. наук. Мн., 1964. 22 с.

Хотина Е.Б. Отложения гравитационного ряда // Четвертичная геология и геоморфология // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 319. Л., 1982. С. 31-45.

Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. М.: ГЕОС, 2000. 303 с.

Чугунный Ю.Г., Лаврушин Ю.А. Конкреционные образования ледового типа литогенеза // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях // Сб. научн. тр., Тюмень: ЗапСибНИГРИ, 1965. С. 58-62.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение дляпознания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит / Тр. ин-та геол. наук. Вып. 135. Геол. сер. (№ 55). 1951. 274 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных образований. Геол. ин-т. Тр. Вып. 161. М.: Наука, 1966. 239 с.

Шанцер Е.В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений // Процессы континентального литогенеза // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 350. М.: Наука, 1980. С. 28-59.

Шанцер Е.В. Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений. Сущность и значение понятия "генетических тип отложений" и аллювий как его эталон // Литология в исследованиях геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 56-95.

Шанцер Е.В., Лаврушин Ю.А. Главнейшие закономерности строения и формирования основных морен материковых оледенений // Основные морены материковых оледенений. М.: ГИН АН СССР. 1978. С. 27-42.

Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383 с.

Шиманович С.Л., Ажгиревич Л.Ф., Жимкова Т.Е. Условия формирования сапропелитов плейстоцена юго-востока Белоруссии // Минералогия и геохимия кайнозойских отложений Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1985. С. 88-94.

Щукин И.С. Общая геоморфология. Т.1, М.: МГУ, 1960. 616 с.

Энцыклапедыя прыроды Беларусі. У 5-ці тамах. Мн.: БелСЭ, 1983-1986.

Юргайтис А.А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР// Вильнюс. Минтис, 1969. 174 с.

Юргайтис А. Генетическая классификация флювиогляциальных отложений // Слоистые текстуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. Вильнюс, 1982. С.4-8.

Юргайтис А.А. Литогенез флювиогляциальных отложений области последнего материкового оледенения. М.: Недра, 1984. 184 с.

Юргайтис А.А., Микалаускас А.П., Юозапавичюс Г.А. Слоистые текутуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1982. 52 с.

Якушко О.Ф. История развития и современное состояние озер севера Белоруссии // Автореф. дисс. на соиск. ученой степени доктора геогр. наук. Мн.: 1970. 30 с.

Якушко О.Ф. Белорусское Поозерье. История развития и современное состояние озер северной Белоруссии. Мн.: Вышэйшая школа, 1971. 335 с.

Якушко О.Ф. Озероведение. География озер Белоруссии. Мн.: Вышэйшая школа, 1981. 203 с.

Якушко О.Ф. Основы геоморфологии. Учеб. для студ. географ. и геолог. специальностей вузов. 2-е изд. Мн.: БГУ, 1997. 236 с.

Якушева А. Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. М.: изд-во МГУ, 1988. 448 с.

Ярцев. В.И. Некоторые особенности распределения тяжёлых минералов моренных отложений Белоруссии // Тектоника и проблемы формирования осадочного чехла Белоруссии. Мн.: БелНИГРИ. 1975. С. 119-125.

Ярцев В. И. О минералогическом составе тяжёлой фракции флювиогляциальных отложений Белоруссии // Вопросы региональной геологии Белоруссии. Мн.: БелНИГРИ. 1976. С. 90-96.

Ярцев В.И. К вопросу о соотношении понятий фация, генетический тип и формация применительно к континентальным четвертичным отложениям // Вопросы геологии и рудоносности кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии. Мн.: БелНИГРИ, 1989. С. 143-156.

Ярцев В.И. Некоторые общие особенности строения краевых ледниковых образований // Краевые образования материковых оледенений // Тез. докл. 8 Всесоюзн. совещания. Мн.: Навука і тэхніка, 1990. С. 140-141.

Ярцев. В.И. Проблемы классификации в геологии континентальных четвертичных отложений // Літасфера. №10-11. 1999. С. 61-70.

Ярцев В.И. О минералогическом составе озерно-ледниковых отложений Белоруссии // Новые данные по геологии БССР. Мн.: БелНИГРИ. 1977. С. 141-145.

Ярцев В.И., Сачок Г.И. Якубовский Я.А. Особенности распределения тяжёлых минералов волноприбойной зоны озера Нарочь // Вопросы региональной геологии Белоруссии. Мн.: БелНИГРИ. 1976. С. 97-105.

Ярцев. В.И., Сачок Г.И. Тяжелые минералы во флювиогляциальных отложениях Белоруссмм // Докл. АН БССР. 1978. Т. XVII. № 8. 747-750.

Ярцев В. И., Сачок Г.И. Закономерности распределения важнейших минералов в аллювиальных отложениях Днепра в пределах Белоруссии // Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Мн.: Наука и техника. 1980. С. 49-52.

Ярцев В. И., Сачок Г.И. Региональные закономерности распределения важнейших тяжелых минералов в моренных отложениях днепровского оледенения на территории Белоруссии // Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Мн.: Наука и техника. 1980. С. 53-58.

Alexandrowicz S.W. Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych // Geologia. Kraków: AGH, 1987. T. 13, z. 1–2. 240 s.

Alexandrowicz W.P., Sanko A.F. Malacofauna and calcareous deposits in the Ptich valley (Minsk upland, Belarus) // Folia Quaternaria. N 68. Malacofauna and environmental changes. Krakow, 1997. P. 203-211.

Bitinas A. New insights into the last deglaciation of the south-eastern flank of the Scandinavian ice sheet // Quaternary Science Reviews. Bd. 30. 2011. P. 1-12.

Boulton G.S. Flow tills and related deposits on some West-Spitsbergen glaeiers // I. Glaciol. 1968. 7(51). P. 391-412.

Boulton G.S. Sills genesis and farbic in Svalbard, Spitsbergen // R.P. Goldthwait (ed). Columbus: Ohio State university press. 1971. P. 41-72.

Boulton G.S. Process and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical apporoach // A.E. Wright, P. Koseley (eds) Geol. Journal. Spec. Issue. 1975. 6. P. 7-42.

Chlebowski R., Gożik P., Lindner L., Sanko A. Sytuacja geologiczna i sklad mineralny glawnych wysp lessowych w dorzeczu srodkowego i gornego Dniepru na obszarze Ukrainy i Bialorusi // Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska. Lublin–Polonia. Vol. LXII/7. SECTIO B. 2007. S. 165-188.

Dreimanis A. Tills: their origin and properties – glacial till // Special publication of the Royal Society of Canada. Ottawa, 1976. H. 12. P. 11-49.

Edwards M.B. Glacial environments // Sedimentary environments and facies / Reading H.G. (ed.), Black well. Oxford, 1978. P. 416-438.

Geyer D. Unsere Land- und Susswasser Mollusken. Stuttgart, 1927. Dritte Auflage. 224 S.

Kalicki T. Zapis zmian klimatu oraz dzialalnosci czlowieka i ich rola w holocenskiej ewolucji dolin srodkowoeuropejskich. Warszawa, 2006. 347 s.

Kalicki T., Sanko A.F. Genesis and age of the terraces of the Dnieper river between Orsha and Shklov, Byelorussia // Geographia Polonica. 1992. T. 60. P. 151-174.

Kalicki T., Sanko A.F., Litvinjuk G.I. Zapis poznoglacjalnych i holocenskich zmian klimatu i dzialalnosci clowieka w osadach dna i sboczy doliny Ptyczy kolo Minska // Badania ewolucji dolin rzecznych na Bialorusi – I. Dok. Geogr., N 6. Pod red. T. Kalickiego. Wroclaw, 1997. S. 83-104.

Ložek V. Quartärmollusken der Tschechoslowakei // Rozpravi Ústredního ústavu geologického. Praha, 1964. T. 31. 374 p.

Lundqvist I. Dork bluish soulder-day: a possible deposit from the first Wurm glaclation // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala N.S. 1973. 5. P.19-20.

Lundqvist I. Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. Sver. Geol. Unders., 1979. Ser. C. 767.

Marciniak B., Jelowiczewa Ja., Lindner L., Sanko A. Stanowisko osadow jeziornych interglacjalu murainskiego (eemskogo) w Rumlowce kolo Grodna (Bialorus) // Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego.Warszawa, 2007. N 45. S. 75-86.

Pentecost A. British travertines: a review // Proceedings of the Geologists' Assosiation 1993. Bd. 104. P. 23- 39.

Rzechowski I. Genetyczna klasyflkacja osadow morenowych // Kwart. Geol. 1969. 13, nr. 2. S. 459-479.

Sanko A., Anoshko M., Rylova N. et al. Stop 3. Upper Dnieper (Saalian) and Muravian (Eemian) sequence at Zhukevichi // Fild symposium on Quaternary geology and Geodynamics in Belarus. May 20-25 2002. Exursion guide. Minsk, 2002. P. 20-27.

Sanko A., Gaigalas A., Rudnickaitė E., Melešytė M. Holocene malacofauna in calcareous deposits of Dūkštos site near Maišiagala in Lithuania // Geologija. Vilnius. 2008. Vol. 50. No. 4(64). P. 290–298.

Sanko A., Gaigalas A., Yelovicheva Ya. Paleoclimatic and stratigraphic significance of *Belgrandia marginata* (Michaud) in Late Quaternary malacofauna of Belarus and Lithuania // Qurternary International. Bd. 241. 2011. P. 68-78.