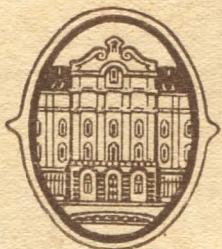


III-403

ВЕСТНИК ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 4



ЛЕНИНГРАД
1951

Проф. В. В. Охотин
и канд. геол.-мин. наук Г. П. Мазуров

ПОКРОВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА МОРЕНАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Введение

Грунты, представленные безвалунными, обычно пылеватыми суглинками, широко распространены в области, подвергавшейся оледенению, и развиваются на ледниковых отложениях, выходящих на поверхность. Различные исследователи эти отложения называют по-разному: лёссовидные суглинки, безвалунные суглинки и глины, элювиально-депозитные, покровные отложения и т. д. Отсутствие единства в наименовании покровных отложений различными авторами объясняется прежде всего разнообразием этих отложений как по морфологическим признакам, так и по свойствам. Термин «покровные» наиболее соответствует характеру залегания этих пород, и его мы будем придерживаться в дальнейшем.

Покровные отложения имеют тесную генетическую связь с подстилающими ледниковые породами. При этом как ледниковые отложения, так и развившиеся на них покровные в различных климатических условиях пережили различную эволюцию, которая и определила их морфологические особенности в каждой зоне.

На юг покровные отложения распространяются до границы максимального оледенения и постепенными переходами связаны с лёссовидными породами. На севере они развиты в лесотундре и тундре. При этом чем далее на север, тем покровные отложения моложе, а в зоне тундры их формирование происходит и в современных условиях; там они не успели пережить метаморфоза вследствие воздействия экзогенных агентов, могущего сколько-нибудь значительно изменить их морфологический облик.

Геология и рельеф области распространения покровных отложений

Распространение покровных отложений приурочено преимущественно к области развития моренных отложений. Рельеф этой области имеет несомненные черты ледникового происхождения. Он обусловлен ледниковой аккумуляцией и усложнен послеледниковой и современной эрозией. Это особенно ясно выражено на водораздельных пространствах, где хорошо сохранился типичный моренно-холмистый ландшафт.

Современные процессы также оказывают влияние на формирование рельефа, из них следует указать на врезание и разработку долин рек, развитие оврагов и полос стока, образование конусов выноса мелек.

кими водотоками. В период снеготаяния ручьи разрабатывают русла и несут к своим устьям много эродированного материала, создавая конусы выноса, захватывающие значительную площадь.

На севере и северо-востоке Европейской части Советского Союза сильная пылеватость покровных отложений способствует развитию солифлюкционных сплызов на склонах долин и отдельных возвышенностей ледникового ландшафта. Здесь образуются интактные формы микромезорельефа — солифлюкционные террасы, сложенные сильно пылеватыми грунтами; нередко в грунтах таких террас можно встретить и погребенные почвы.

Сдувание снега с положительных форм рельефа в результате сильных ветров в зимний период благоприятствует глубокому промерзанию грунтов и появлению в них трещин, что увеличивает интенсивность физического выветривания.

В геологическом отношении область распространения покровных отложений характеризуется развитием мощных четвертичных отложений, генетически связанных с подстилающими их коренными породами различного возраста: гранитами, сланцевато-глинистыми образованиями — аргиллитами, песчаниками, известняками, конгломератами и т. д.

Аргиллито-алевролитовые и сланцеватые породы, попадая на поверхность, очень быстро выветриваются, превращаясь в рыхлую пылевато-глинистую комковатую массу. Преобладание в их гранулометрическом составе пылеватых фракций в значительной степени предопределяет высокую пылеватость и развивающихся из них рыхлых пород.

Мощность четвертичных отложений закономерно увеличивается с юга на север и местами, как, например, в Большеземельской тундре [16], превосходит 120 м.

Исходным материалом для образования покровных отложений в исследованном районе явились различные генетические типы ледниковых осадков: по преимуществу верхняя морена, реже нижняя морена (синхронная Днепровскому оледенению), флювиогляциальные отложения и аллювиальные осадки.

Нижняя морена обычно представлена темносерыми, пепельно-серыми, синевато-серыми и зеленовато-серыми суглинками и супесями с галькой, гравием и валунами, содержание которых увеличивается с глубиной. Валуны петрографически представлены изверженными породами, разностями пермских отложений — песчаниками, алевритами, конгломератами и карбоновыми известняками. Валуны нередко достигают огромных размеров.

Нижнеморенные суглинки и супеси характеризуются большой плотностью, хорошо выраженным параллелепипедальным сложением и устойчивой структурой.

Межморенные флювиогляциальные отложения встречаются в виде песков со слабо выраженной слоистостью, иногда переслаивающихся с галечниками, и редко содержат прослойки суглинков и супесей серого, реже желтовато-серого цвета. Суглинки до тяжелых и супеси в виде линз или пачек чаще встречаются в нижних горизонтах песков. В зоне контакта песков с подстилающими их нижнеморенными суглинками и супесями наблюдается сильная изрезанность; пески образуют карманы, клинья и другие неправильной формы внедрения в подстилающие суглинки.

Верхнеморенные отложения наиболее широко распространены и представлены валунно-гравелистыми суглинками и супесями палевого или желто-палевого цвета. В области распространения девонской

пестроцветной толщи морена окрашена в яркокрасные цвета. Верхняя морена обычно залегает на размытой поверхности нижней морены, реже на флювиогляциальных отложениях или непосредственно на коренных породах. Мощность ее, как правило, не велика и не превышает 7—10 м. Распределение гравийно-галечникового материала и валунов неравномерно. Их увеличение в большинстве случаев наблюдается в нижних горизонтах. Иногда среди верхнеморенных отложений встречаются линзы и прослойки песка с гравием и валунами. Плотность верхней морены меньше, чем нижней, и она не имеет такой структуры, как последняя.

Нижний горизонт верхней морены обычно в большей степени обогащен крупно-обломочным материалом; содержание гравия и гальки в нем нередко достигает 30 %. Вследствие большой насыщенности грубообломочным материалом и валунами, обуславливающими его высокую плотность, этот слой иногда выделяется в самостоятельный горизонт—переходную зону [16]. Генетически переходная зона представляет местную фаацию ледниковых отложений. Верхняя часть нижней морены была выпахана ледником, переотложена и явилась, таким образом, основным материалом для нижних горизонтов верхней морены.

Надморенные флювиогляциальные отложения представлены желто-палевыми или светлобурыми песками, часто содержащими гальку и гравий. Обычно они слагают верхние горизонты ледниковой толщи—аккумулятивно-ледниковые формы рельефа, типа озовых гряд, холмов и т. д.; значительно реже они залегают непосредственно на межледниковых песках. Мощность отложений не велика и редко превосходит 6—6,5 м.

Современные аллювиальные отложения, развитые по долинам современных водотоков, слагают пойменные, а иногда и надпойменные террасы рек и представлены серыми, реже темносерыми песками, галечниками и супесями.

Морфологические особенности покровных отложений

Покровные отложения имеют весьма широкое распространение и как бы чехлом покрывают все генетические типы ледниковых отложений, выходящих на поверхность, как на положительных, так и на отрицательных формах рельефа, часто на значительно разничающихся отметках. Покровные отложения всегда несут на себе морфологические признаки породы, на которой они развились; особенно это относится к их окраске. Господствующие цвета покровных отложений—палевый и желто-палевый, потому что они чаще всего развиты на верхней морене, которая имеет эту же окраску и наиболее часто выходит на поверхность, являясь исходным материалом для образования покровных отложений.

Мощность покровных отложений, как правило, не сколько меньше глубины зимнего промерзания и в основном соответствует той мощности слоя сезонного промерзания, в которой физические процессы, обусловливающие интенсивное механическое раздробление, протекают наиболее активно. На севере и северо-востоке Европы их мощность редко превосходит 1,0 м, а на вершинах положительных форм рельефа—0,8 м. На склонах, благодаря солифлюкционным спльвам, их мощность достигает 2—3 м и иногда 4—5 м. У южной границы оледенения покровные отложения достигают значительной мощности.

Граница перехода от покровных отложений к подстилающей их породе—к субстрату, из которого они развились,—часто трудно уло-

вима. Так, переход к верхней морене устанавливается только по наличию травянисто-галечникового материала и валунов в последней. Даже на вершинах и довольно крутых склонах высоких озовых гряд, сложенных песками с гравием и галькой, почти всегда имеют место покровные отложения мощностью 0,5—0,8 м. По цвету они напоминают материнскую породу, но сильно отличаются по гранулометрическому составу. Покровные суглинки очень мало содержат фракций крупнее 1 мм. Им свойственна характерная мелкочешуйчатая структура, хорошо наблюдаемая на высохших образцах. Часто встречаются новообразования в виде охристых пятен и слабых железистых стяжений.

Гранулометрический состав и физико-механические свойства¹

По гранулометрическому составу покровные отложения, как следует из табл. 1, представлены пылеватыми суглинками и пылеватыми

ТАБЛИЦА 1

| Наименование грунта | Число случаев | Гранулометрический состав в % | | | | | | | | Пластичность | | |
|---------------------------------------|---------------|-------------------------------|-----|----------------------|-----|-----------------------|----------|-----------------------|------------|----------------|---------------|--------------------|
| | | гравийные частицы, мм | | песчаные частицы, мм | | пылеватые частицы, мм | | глинистые частицы, мм | | верхний предел | нижний предел | число пластичности |
| | | > 6 | 6—4 | 4—2 | 2—1 | 1—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,015 | | | |
| Супесь пылеватая | 19 | 0,1 | 0,1 | 0,3 | 0,3 | 2,0 | 10,8 | 11,0 | 57,2 | 10,5 | 7,7 | 38,7 |
| Суглинок легкий, пылеватый | 101 | — | — | 0,1 | 0,2 | 1,6 | 11,8 | 10,9 | 52,3 | 10,6 | 12,5 | 37,0 |
| Суглинок средний, пылеватый | 89 | — | — | 0,1 | 0,2 | 1,1 | 11,4 | 10,8 | 49,7 | 9,7 | 17,0 | 37,5 |
| Суглинок тяжелый, пылеватый | 91 | — | — | 0,1 | 0,2 | 1,0 | 10,8 | 10,4 | 44,6 | 9,4 | 23,5 | 39,2 |

супесями. Глинистые разности встречаются редко. Количество фракций крупнее 0,25 мм, обычно в виде мелкой гальки изверженных пород, редко превышает 3—4 %. Количество пылеватых частиц (0,05—0,002 мм) в отдельных образцах достигает 85 %.

Следует отметить, что суммарное значение пылеватых и глинистых фракций довольно постоянно во всех гранулометрических разностях покровных отложений и колеблется от 75 % в тяжелых супесях до 77 % в тяжелых суглинках. При этом ясно намечается закономерное повышение пылеватости по мере продвижения с юга на север.

Покровные суглинки и супеси, как показали наши исследования, несмотря на различное содержание глины, по физико-механическим свойствам разнятся весьма мало. Число пластичности, например, изменяется от 16,5 в пылеватых супесях до 18,5 в тяжелых пылеватых суглинках. То же относится и к значениям максимальной молекулярной влагоемкости, как это видно из табл. 1 и 2. Эти свойства покровных отложений обусловлены главным образом пылеватыми частицами, содержание которых составляет высокий процент.

¹ Гранулометрический состав и физико-механические свойства определялись на образцах в воздушно-сухом состоянии.

ТАБЛИЦА 2

| Генетический тип пород | Число пластичности | | | Максимальная молекулярная влагоемкость | | |
|------------------------|--------------------|--------------|---------|--|--------------|---------|
| | минимальное | максимальное | среднее | минимальная | максимальная | средняя |
| Покровные | 16,5 | 18,5 | 17,4 | 10,3 | 15,4 | 13,3 |
| Верхняя морена | 15,8 | 16,9 | 16,3 | 10,0 | 12,5 | 11,0 |

Близкие значения пластических свойств и максимальной молекулярной влагоемкости покровных и верхнеморенных образований являются указанием на генетическую связь этих двух типов отложений.

В целях выяснения состава мелкодисперсной фракции покровных и верхнеморенных отложений были произведены специальные исследования этих грунтов. Для двух образцов покровных суглинков и одного образца верхней морены был определен гранулометрический состав с разделением частиц до 0,0002 мм. При этом параллельно определялся микроагрегатный состав с механической подготовкой грунта к анализу (кипячение в течение 30 минут) и гранулометрический состав с предварительной химической обработкой грунта по методу проф. Качинского [8]. Кроме того, для этих же образцов были определены емкость поглощения и состав обменных оснований.

ТАБЛИЦА 3

| Наименование грунта | Процентный состав частиц и их диаметр, мм | | | | | | | | | | | | | | |
|--|---|-------|------|------|------|-------|----------|-----------|-----------|------------|-------------|-------------|--------------|---------------|------|
| | >20 | 20–10 | 10–4 | 4–2 | 2–1 | 1–0,5 | 0,5–0,25 | 0,25–0,05 | 0,05–0,01 | 0,01–0,005 | 0,005–0,002 | 0,002–0,001 | 0,001–0,0005 | 0,0005–0,0002 | |
| Суглиник покровный с глубины 0,8 м | – | 0,7 | 0,3 | 0,3 | 0,8 | 0,5 | 1,8 | 17,1 | 48,3 | 11,5 | 10,5 | 3,1 | 2,2 | 1,7 | 1,6 |
| То же, химически подготовленный | – | 0,7 | 0,3 | 0,3 | 0,8 | 0,5 | 1,8 | 16,2 | 30,7 | 8,6 | 6,5 | 3,2 | 2,7 | 3,5 | 24,2 |
| Суглиник покровный с глубины 1,4 м | – | – | – | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,3 | 16,5 | 51,8 | 8,7 | 6,1 | 3,9 | 5,4 | 3,5 | 3,7 |
| То же, химически подготовленный | – | – | – | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,3 | 17,6 | 44,9 | 5,1 | 3,6 | 2,6 | 2,3 | 2,3 | 21,2 |
| Суглиник моренный с глубины 1,7 м | 3,8 | 1,1 | 1,7 | 1,1 | 1,1 | 0,5 | 4,6 | 38,1 | 20,7 | 7,4 | 9,1 | 3,8 | 3,9 | 1,8 | 1,3 |
| То же, химически подготовленный | 3,8 | 1,1 | 1,7 | 1,1 | 1,1 | 0,5 | 4,6 | 36,5 | 19,3 | 5,8 | 5,3 | 3,3 | 2,9 | 3,0 | 10,0 |

Данные табл. 3 показывают, какое огромное влияние на выход частиц менее 0,0002 мм имеет химическая обработка грунта. После химической обработки покровных суглинков выход этих частиц увеличился в одном случае с 1,6 до 24,2%, т. е. в 15 раз, во втором с 3,7 до 21,2%, т. е. в 5 раз; при химической обработке верхнеморенных суглинков выход частиц меньше 0,0002 мм увеличился с 1,3 до 10%. При этом при сопоставлении микроагрегатного и гранулометрического составов по-

кровных и моренных отложений обращает на себя внимание, что увеличение коллоидно-глинистых частиц происходит преимущественно за счет уменьшения количества пылеватых фракций и в значительно меньшей степени за счет грубых глинистых частиц.

На основании данных табл. 3 можно сделать вывод, что коллоидно-глинистые фракции (частицы $< 0,0002$ мм), даже будучи соединенными в довольно крупные агрегаты, не утрачивают способности сообщать грунтам пластические свойства.

Более высокое содержание частиц $< 0,0002$ мм в покровных отложениях (до 24%) по сравнению с верхнеморенными отложениями (10%) служит указанием на то, что в покровных отложениях более активно идут процессы образования и накопления коллоидного вещества, в значительной степени путем химического изменения моренного материала, сопровождающегося накоплением вторичных глинистых минералов.

Минералогический состав и физико-химические свойства

Минералогические исследования образцов одних и тех же генетических типов ледниковых отложений, производившиеся в разное время, приводят к общему выводу о высоком содержании слюдистых и глинистых минералов и о повышении их процентного содержания по мере увеличения степени дисперсности грунтов. Н. М. Федоровский, исследуя фракции из северных морен с ненарушенной структурой, указывает, что их скелет представлен крупными частицами полевого шпата, кварца, углей и слюды. Слюдистые частицы обволакиваются глиной и комочками гелеобразной массы. Характерно наличие пустот или псевдопустот, окаймленных как бы оболочкой слюдисто-глинистых скоплений, резко выделяющихся на общем фоне. Какой-либо однотипной структуры в форме петель, решетки или направленной слоистости не наблюдается.

Во всех фракциях отмечается значительное количество слюды, представленной преимущественно мусковитом, серицитом и гидромусковитом.

Результаты минералогических анализов покровных отложений и верхней морены сведены в табл. 4.

ТАБЛИЦА 4

| № анализа | Генетический тип грунта | Процент фракций крупнее 0,01 мм | | | | | | Валовой состав породы, % | | | |
|-----------|-------------------------|---------------------------------|---------------|----------|---|---|-------|--------------------------|------------------|----------------------------|--|
| | | кварц | полевые шпаты | мусковит | Тяжелые минералы (руттил, циркон, гранат и др.) | кремнистые и серицитизированные обломки | кварц | полевые шпаты | тяжелые минералы | минералы глинистой фракции | |
| 1 | Покровные отложения | 72,7 | 16,6 | 0,7 | 10,0 | — | 34,2 | 7,8 | 5,0 | 53,0 | |
| 2 | " " | 64,0 | 22,1 | 1,0 | 8,0 | 4,3 | 35,8 | 14,8 | 5,4 | 44,0 | |
| 3 | " " | 72,0 | 23,0 | — | 5,0 | — | 38,9 | 12,4 | 2,7 | 46,7 | |
| 4 | Среднее содержание . | 69,7 | 20,5 | 0,6 | 7,7 | 1,4 | 36,3 | 11,5 | 4,4 | 47,8 | |
| 5 | Верхняя морена . | 71,0 | 22,0 | — | 7,0 | — | 38,1 | 11,8 | 3,7 | 46,9 | |
| | " " . | 53,0 | 43,0 | — | 4,0 | — | 29,4 | 23,9 | 2,2 | 44,5 | |
| | Среднее содержание . | 62,0 | 32,0 | — | 5,5 | — | 33,7 | 17,8 | 3,0 | 45,7 | |

Для полноты характеристики минералогического состава приведем следующий наиболее типичный анализ.

Покровные отложения

Суглинок пылеватый с глубины 1,10 м. Гранулометрический состав: фракций крупнее 0,25 мм=следы; 0,25—0,01 мм=55,4%; 0,01 мм=44,6%.

Фракции крупнее 0,01 мм

1. Кварц 72,7%. Обломки кристаллов, прозрачные и слегка запыленные, мало окатанные и неокатанные.
2. Полевые шпаты 16,6%. Полуокатанные и угловатые, прозрачные, часто серицитизированные и пелитизированные. Калиевый полевой шпат и альбит.
3. Мусковит 0,7%. Единичные пластинки.
4. Тяжелые минералы 10,0%. Рутил, циркон, гранат, роговая обманка и эпидот.

Фракции меньше 0,01 мм

Фракция меньше 0,01 мм имеет тонкодисперсный характер. Преобладающая масса имеет показатель преломления 1535—1560. Окрашивается малахитовой зеленью. Принадлежит к слюдоподобному глинистому минералу.

По данным исследований М. Ф. Викуловой, мелкодисперсные фракции покровных и верхнеморенных отложений представлены глинистыми минералами группы монтмориллонита.

Глинистые минералы этой группы, как установлено многими исследованиями советских ученых [6, 14] обладают способностью сильно адсорбировать влагу и набухать при увлажнении. Присутствие глинистых минералов группы монтмориллонита в грунте повышает его пластические свойства.

Другая группа глинистых минералов — гидрослюды обычно присуща породам, образовавшимся в морских условиях, и присутствует в грунтах, развившихся из этих пород. Глинистые минералы группы гидрослюд и их свойства изучены слишком мало, чтобы можно было делать сколько-нибудь определенные суждения о влиянии этих минералов на пластические и другие физико-механические свойства. Учитывая, однако, что ядро гидрослюд, подобно ядру монтмориллонитов, характеризуется высоким содержанием воды и что этой группе свойственна пластинчатая форма частиц, можно допустить, что их присутствие в грунте должно также повышать его пластические свойства.

Покровные отложения, как следует из данных табл. 4, отличаясь довольно постоянным минералогическим составом, имеют колебания в содержании минералов глинистой фракции от 53 до 44%, в зависимости от того, на каких генетических типах они развились, но в целом тяготеют к верхней морене, что также указывает на генетическое родство этих отложений.

Минералогический состав покровных отложений и морены ясно отражает климатические условия формирования этих грунтов. Химические процессы выветривания протекали сравнительно слабо, выветривание алюмосиликатов в основной массе останавливается на образовании гидрослюд и монтмориллонита. Процессы каолинитизации в заметных количествах отсутствуют. Все это указывает на образование грунтов в условиях холодного и влажного субарктического климата.

Емкость поглощения и состав поглощенных оснований

Емкость поглощения покровных суглинистых отложений, как видно из табл. 5, значительная и больше емкости поглощения моренных суглинков, т. е. химическая активность покровных суглинков больше, нежели моренных, что хорошо согласуется с естественными условиями существования и гранулометрическим составом (при близком минералогическом) тех и других. Более высокое содержание коллоидных частиц в покровных отложениях обуславливает и более высокую емкость поглощения.

ТАБЛИЦА 5

| № образца | Наименование грунта | Состав обменных оснований в мг-экв. на 100 г грунта | | | | Емкость поглощения в мг-экв. на 100 г грунта | РН | |
|-----------|--|---|------------------|----------------|---|--|--------|------------------|
| | | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | H ⁺ | K ⁺ + Na ⁺ (по разности) | | водный | солевой (KCl) |
| 1 | Покровный суглинок с глубины 0,8 м | 4,0 | 9,85 | 0,6 | 6,15 | 20,6 | 5,29 | 4,55 |
| 2 | Покровный суглинок с глубины 1,4 м | 3,0 | 5,23 | 0,05 | 8,17 | 16,45 | 5,76 | 4,71 |
| 3 | Суглинок из верхней морены с глубины 1,7 м | 2,14 | 4,90 | 0,05 | 5,91 | 13,0 | 5,06 | 4,99 |

Состав обменных оснований покровных и моренных отложений является отражением минералогического состава этих грунтов. Поскольку минералогический состав данных грунтов в основном состоит из щелочных и щелочно-земельных минералов, то щелочные и щелочно-земельные основания и составляют поглощающий комплекс. Нахождение некоторого количества (очень малого) в поглощающем комплексе грунтов иона водорода очевидно объясняется воздействием на грунты ледниковых и современных вод. Сравнительно большое содержание этого иона в образце № 1 (табл. 5) всего вероятнее отнести за счет почвенных процессов, что согласуется и с его более близким положением к поверхности. Состав поглощенных оснований почв, развивающихся на покровных и моренных отложениях (подзолистые почвы разной степени оподзоленности), совсем иной. В этих почвах поглощающий комплекс состоит из щелочно-земельных оснований и водорода. (В последнее время установлено, что в поглощающем комплексе подзолистых почв водород содержится в ничтожных количествах, а главная часть, относящаяся к водороду, является поглощенным алюминием). Это подтверждается и изменением соотношений щелочей и емкости поглощения. Если в образцах № 2 и № 3, залегающих на больших глубинах и не подвергшихся процессам почвообразования, отношение щелочей в поглощающем комплексе к емкости поглощения равно примерно 1 : 2, то в образце № 1 это отношение равно 1 : 3, т. е. относительное содержание щелочей уменьшилось, и состав обменных оснований приблизился к составу подзолистой почвы.

Генезис покровных отложений

В трактовке вопроса генезиса покровных отложений нет единого установившегося взгляда. Впервые на эти отложения обратил внимание К. Д. Глинка [3], который выделил их в самостоятельный генетический тип. Глинка связывал образование покровных отложений с водной средой.

дой, рассматривая их как отложения флювиогляциальных разливов. Этот взгляд с некоторыми вариациями получил развитие у А. А. Красюка [10], С. А. Яковлева [8] и др. По Яковлеву, образование покровных отложений представляется в следующем виде. Перед отступающим ледником, вследствие созданного им подпора, образовался большой водный бассейн, постепенно, по мере таяния ледника, перемешавшийся на север. В водах этого бассейна и происходило отложение пылевато-илистых осадков, получивших наименование покровных.

Гипотеза водного происхождения, довольно продолжительное время разделявшаяся многими исследователями, все же не дает удовлетворительного объяснения основным особенностям покровных отложений. Придерживаясь этой гипотезы, не представляется возможным объяснить наличие в покровных стложених включений иногда довольно крупных галек, представленных обычно изверженными, трудно выветривающими породами или первичными минералами. Кроме того, наблюдения К. И. Геренчука [2], проводившего исследования в Московской и Западной областях, и Г. П. Мазурова [12], изучавшего эти отложения в юго-восточной части Большеземельской тундры, показали, что покровные суглинки и супеси залегают на таких высоких отметках, куда заведомо могли доходить флювиогляциальные потоки и разливы. Мазуров встречал покровные отложения на высоких водораздельных пространствах, на вершинах высоких озовых гряд и даже горных склонах Урала, где безусловно исключается возможность их водного происхождения.

М. П. Кудрявцев [9], проводивший изучение геоморфологии и четвертичных отложений в бассейне р. Роговой в Большеземельской тундре, вскользь касается и покровных отложений, рассматривая их как новейшие четвертичные отложения — «элювиальные и делювиальные образования склонов».

А. И. Москвитин [13] предложил гипотезу эолового происхождения покровных отложений, но вряд ли можно считать ее сколько-нибудь удачной. Эта гипотеза, так же как и гипотеза водного происхождения покровных отложений, не объясняет наличия в их составе включений гравия и гальки.

Е. Я. Синюгина [15], В. М. Даншин и Е. В. Головина [5] считают, что суглинки на морене на водораздельных пространствах образовались из мутти, осевшей при растаивании ледника; муть вытапывала из неподвижных мерзлых глыб льда.

К. И. Геренчук [2] в вопросе генезиса покровных отложений признает решающую роль солифлюкции как фактору денудации, характерному для субполярных и полярных стран, связывая, таким образом, их образование с суровыми условиями полярного климата.

Взгляд, выдвигаемый Геренчуком на генезис покровных отложений путем солифлюкционных сплызов, несколько переоценивает это явление и недооценивает другие агенты выветривания и денудации, также характерные для полярных и субполярных стран и обуславливающие высокую пылеватость покровных отложений, их распространение по элементам рельефа и генетическую связь с подстилающими ледниковыми породами.

Остановимся подробнее на роли солифлюкции в формировании покровных отложений и распределении их по элементам рельефа. Явление солифлюкции, широко распространенное в полярных странах, есть процесс перемещения (течения) грунтов с более высоких отметок на более низкие. Солифлюкция, таким образом, уже предполагает наличие материала, который, будучи насыщен водой, может перемещаться по наклон-

ной поверхности, причем одновременно с перемещением продолжается дальнейшее изменение его экзогенными агентами. Течение грунтов может появиться только при наличии переувлажненных, склонных к плывунности пылеватых пород (типа покровных отложений) и при наличии наклонной поверхности рельефа. В тундрах солифлюкция наблюдается на косогорных участках при весеннем оттаивании деятельного слоя, в результате чего возникают террасовидные формы мезо- и микрорельефа. На ровных плоских участках солифлюкции не наблюдается, и этим явлением не представляется возможным объяснить наличие покровных отложений на водораздельных пространствах, имеющих плоский рельеф.

Исходя из условий залегания и свойств покровных отложений, их образование можно объяснить следующим образом. Отложения этого типа представляют материал, образовавшийся на месте его залегания. Генезисом своим они обязаны процессам разрушения рыхлых горных пород ледниковых отложений. Вода, заполняющая трещины и структурные пустоты в грунтах, периодически замерзает, раздробляет его минеральную часть и изменяет структуру. При этом наиболее интенсивное накопление покровных отложений происходит в условиях полярного климата с преобладанием физических процессов выветривания, ведущих, как известно, к измельчанию материала. Этому способствуют и активно протекающие процессы в слое сезонного промерзания, как то: миграция влаги, температурные изменения и прочие физические явления. Что же касается химических и биологических агентов выветривания, ведущих к глубокому химическому изменению породы и образованию вторичных глинистых минералов, то они, вследствие сравнительно низких температур грунтов в северных районах, развиты слабее.

Преобладание в гранулометрическом составе покровных отложений пылеватых фракций, при относительно невысоком содержании глинистых частиц, в значительной степени объясняется условиями выветривания.

В некоторых районах северо-востока Европейской части СССР этими породами являются пермские сланцевато-глинистые породы, аргиллиты, алевролиты и реже тонкозернистые песчаники, т. е. в основном материал, в элементарном составе которого преобладают именно пылеватые и илестые частицы.

Если в объяснении генезиса покровных отложений стать на иную точку зрения и считать, например, что они отложены в водной среде или ветром, то не представляется возможным объяснить морфологические особенности, физико-механические и другие свойства, выражющиеся в близком сходстве окраски покровных и верхнеморенных отложений, а также в наличии в гранулометрическом составе обычно хорошо окатанных редких галек изверженных пород среди преобладающей массы тонкодисперсных пылеватых фракций и т. д. В то же время все эти особенности морфологического облика и состава покровных отложений обнаруживают их несомненную и тесную генетическую связь с подстилающими ледниковыми породами, на которых они развились.

Что касается солифлюкции как фактора денудации, весьма распространенного в области полярных и субполярных стран, то ее роль в основном сводится к перераспределению по элементам рельефа уже накопившегося рыхлого материала, перемещению его с более высоких отметок на более низкие, способствующему тем самым накоплению значительных по мощности покровных отложений на косогорных участках.

Таким образом покровные отложения есть продукт изменения экзогенными агентами ледниковых пород, преимущественно морен, в условиях сурового климата, где преобладает физическое выветривание.

Покровные отложения, широко развитые в пределах Русской платформы, следует рассматривать преимущественно как реликт, оставшийся от прошлых времен, когда после отступания ледника климат еще значительное время оставался суровым, а ландшафт представлял тундру, покрывавшую огромные пространства севернее 50-й параллели.

Современные условия климата средних широт Европы и Азии с интенсивными почвообразовательными процессами глубоко изменили облик покровных отложений, обогатили их коллоидной частью, образовали структуры и придали им иной морфологический облик. Под действием химических и биологических факторов произошел процесс облессования покровных отложений.

Выводы

Покровные отложения имеют широкое распространение в пределах территории, подвергшейся оледенению.

Наиболее типичные и наименее измененные разности этих отложений встречаются в тундровых условиях, где они наиболее широко развиты и могут покрывать самые различные ледниковые отложения как на положительных, так и на отрицательных формах рельефа.

Мощность покровных отложений не велика и, как правило, на ровных водораздельных пространствах и на вершинах аккумулятивных форм рельефа они на глубине 0,8—1,0 м переходят в подстилающие их материнские породы, мало изменяя при этом свой морфологический облик, особенно окраску.

В гранулометрическом составе покровных отложений преобладают пылеватые фракции при относительно невысоком содержании глинистых частиц. Это дает основание допускать, что в процессе выветривания преобладают физические факторы, что же касается химических и биологических агентов выветривания, то они развиты слабее.

Состав обменных оснований покровных отложений определяется их минералогическим составом и претерпел только незначительное изменение под воздействием ледниковых вод. В верхней части этих отложений состав обменных оснований изменяется существенным образом и тем сильнее, чем в большей степени эти отложения подверглись процессу почвообразования.

Исследования минералогического состава ледниковых осадков и покровных отложений указывают на их генетическое родство. Это особенно наглядно видно при сравнении покровных отложений с верхней мореной.

Наиболее правильной гипотезой, с достаточной полнотой и без противоречий объясняющей генезис покровных отложений, их свойства и распространение, является допущение, что покровные отложения являются материалом, образовавшимся на месте их залегания, в результате выветривания ледниковых отложений, с последующим частичным переотложением солифлюкционными сплавами.

ЛИТЕРАТУРА

- Боч С. Г. О некоторых типах делювиальных отложений Приполярного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XVII (6), 1939.
- Геренчук К. И. Солифлюция как фактор образования покровных суглинков на морене. Уч. зап. Моск. гос. унив., серия геол.-почв. наук, вып. 25, 1939.
- Глинка К. Д. Последретичные образования и почвы Псковской, Новгородской и Смоленской губерний. Еженед. по геологии и минералогии России, т. 5, вып. 4—5, 1905.

4. Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ним проблемы. Тр. Сев. научно-промышл. эксп., вып. 22, 1924.
5. Даншин В. М., Е. В. Головина и Е. Я. Синюгина. Москва. Геологическое строение. 1934.
6. Земятченский П. А. Глины СССР. Изд. АН СССР, 1937.
7. Каперина В. В. Отчет о геологической съемке верхнего течения р. Адзыбы и р. Хайтудыры. Изд. АН СССР, 1933.
8. Качинский Н. А. Методы механического и микроагрегатного анализа почвы. 1943.
9. Кудрявцев М. П. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям бассейна реки Большой Роговой (Большеземельская тундра). Уч. зап. Моск. гос. унив., вып. 108, Геология, т. I, кн. 1, 1946.
10. Красюк А. А. Естественное и историческое описание Иваново-Вознесенской губ. Сообщ. Отд. почвоведения Гос. инст. опытной агрономии, вып. 1, 1927.
11. Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения Северной части Печорского бассейна. Тр. Геол. инст., вып. 7, Л., 1933.
12. Мазуров Г. П. О генезисе покровных отложений. Научн. бюлл. Лен. гос. унив., № 20, 1948.
13. Москвитин А. И. Материалы к уточнению литологии и возраста ледниковых образований. Изв. Моск. геол. треста, т. II, в. I, 1933.
14. Седлецкий Д. А. Коллоидно-дисперсная минералогия. Изд. АН СССР, 1945.
15. Синюгина Е. Я. Геоморфология северо-западной части Калининской области. Уч. зап. Моск. гос. унив., вып. 23, 1938.
16. Софонов Г. П. Четвертичные отложения в Воркутском районе. Тр. Инст. мерзлотоведения им. В. А. Обручева. АН СССР, т. VI, 1944.
17. Чернов Г. А. Четвертичные отложения юго-восточной части Большеземельской тундры. Тр. Сев. базы АН СССР, вып. 5, 1939.
18. Яковлев С. А. Геоморфология и четвертичные отложения Европейской части СССР. Растительность СССР, т. I, 1938.